

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I

STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR

BAND 60

HÄFTE 2.

Innehåll:

	Sid.
<i>Uppsatser:</i> ÖDMAN, OLOF H., On the Mineral Associations of the Boliden Ore . . .	121
SANDEGREN, R., En bestämning av högsta kustlinjen i sydvästra Hålsingland	147
MIKKOLA, ERKKI, W. W. WILKMAN †.	151
KULLING, OSKAR, Grönstenarnas placering inom Västerbottensfjällens kambrosilurstratigrafi	153
BACKLUND, H. G., Zur »Granitisationstheorie»	177
QUENSEL, P., Minerals of the Varuträsk Pegmatite. X. Spodumene and its Alteration Products	201
QUENSEL, P., and BERGGREN, THELMA, Minerals of the Varuträsk Pegmatite. XI. The Niobate-Tantalate Group	216
ROSEN, O., and WESTGREN, A., Minerals of the Varuträsk Pegmatite. XII. On the Structure and Composition of Minerals belonging to the Pyrochlore-Atopite Group and an X-Ray Analysis of disintegrated Stibio-Microlite	226
DE GEER, G., Varve Datings contra Suppositions	236
VON ECKERMANN, H., The Anorthosite and Kenningite of the Nordingrärödö Region. A Contribution to the Problem of the Anorthosites . .	243
MAGNUSSON, N. H., Die Genesis der sylvonischen Granite. Zur Diskussion über die Granitisationstheorie	285
<i>Anmälanden och kritiker:</i>	
JOHANNSEN, ALBERT, A descriptive Petrography of Igneous Rocks. Ref. av H. BACKLUND	317
<i>Mötet den 3 mars 1938.</i> Revisionsberättelse. N. H. MAGNUSSON: Uralbergens mineralfyndigheter och deras geologiska problem. N. ZENZÉN: Förevisning av borrhäarna av Övifakjärn. G. DE GEER: Om aktuella kvarterära dateringar	319
<i>Mötet den 7 april 1938.</i> R. SANDEGREN: Minnesord över ERIK GRANLUND. H. VON ECKERMANN: Anortositproblemet i belysning av nya forskningsrön inom Norrlandskustens jotnium. N. ZENZÉN: Meddelande om landisens avsmältning i Idre	321
<i>Geolognytt</i>	325

Författarna äro ensamma ansvariga för sina uppsatser innehåll.

STOCKHOLM 1938

KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER

380060

EN GOD BILD

kompletterar texten och ger ökad åskådlig-
het åt innehållet.

Av stor vikt är därför att Edert bild-
material gives det reproduktionsförfarande
som är lämpligast.

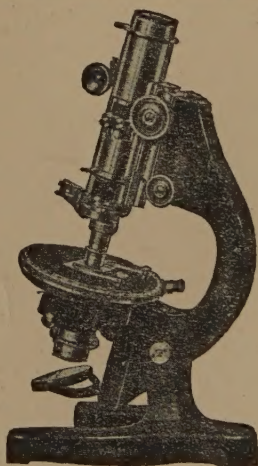
Vi som ha mångårig erfarenhet och speciali-
serat oss på vetenskapliga arbeten kunna
därför ge Eder det bästa rådet.

A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET

ESSELTE A.-B.

VASAGATAN 16
STOCKHOLM

Telefoner: { Namnanrop: »Centraltryckeriet»
Kartredaktör M. Lundqvist 114150



MINERALOGISK-
PETROGRAFISKA
APPARATER OCH
UTENSILIER

HÖJDMÄTARE
LEICA-KAMERAN

SLIPPROV UTFÖRAS

Huvudagent för E. LEITZ, WETZLAR

Axel Lundqvist A.=B.

Drottninggatan 2, Stockholm. Tel. 10 87 30

GEOLOGISKA FÖRENINGENS

I STOCKHOLM

FÖRHANDLINGAR.

BAND 60.

HÄFT. 2.

N:o 413

On the Mineral Associations of the Boliden Ore.

By

OLOF H. ÖDMAN.

(MS. received Jan. 19th, 1938.)

CONTENTS.

Introduction	121
Wall Rocks and their Alteration	123
Ore Bodies	127
Stages of Ore Deposition	128
The Arsenopyrite Ore	128
Wall Rock Contacts	128
Composition and Structure	128
Concentrations of Apatite and Rutile	131
Veins in Connection with the Arsenopyrite Ore	133
Lamprophyre and Quartz-tourmaline Veins	133
The Lamprophyre	133
Relations of the Lamprophyric Dykes to the Ore Bodies	136
Quartz-tourmaline Veins	137
Sulphide Ores in Connection with Quartz-tourmaline Veins	139
Pyrite Ore	141
Composition and Structure	141
Wall Rock Contacts	142
Relations to the Arsenopyrite Ore	143
Apophyllite Veins	143
Conclusions	143
Acknowledgments	146

Introduction.¹

The Boliden Mine is situated in the S. E. portion of the recently developed Skellefte Mining District in the province of Västerbotten in North Sweden. An outline of the history of the discovery and development of the deposit has recently been published by Dr A. HÖGBOM in his paper on the geology of the Skellefte District.² In the paper he also describes the general geology of the deposit and the surrounding area. A more

¹ The paper is chiefly an excerpt from a lecture given at the meeting of the Swedish Mineralogical Society at Stockholm on November 2nd, 1937.

² HÖGBOM, A., Skelleftefältet, Geolog. Survey of Sweden, Ser. C, No. 389, 1937 (with English summary).

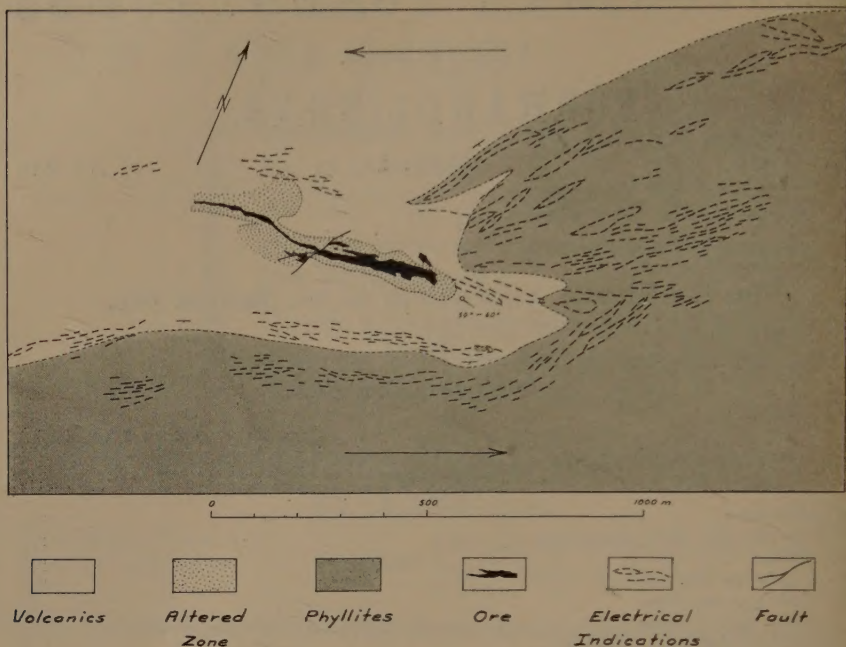


Fig. 1. Position of the Boliden deposit in the drag fold. The arrows indicate the main direction of shear.

detailed description of the ores and their wall rocks has, however, heretofore not been published. In the present paper the author intends to give a short account of some of the more outstanding features of the deposit.

The rocks in the area surrounding the deposit belong to the oldest pre-Cambrian volcanic formation and are composed of lavas of mainly acid and intermediate composition with intercalated agglomerates and tuffs. The pyroclastics seem to appear particularly in the mineralised zone. Immediately south of the deposit a younger series of black graphitic or gray phyllites follows conformably on top of the volcanics.

The general direction of strike is E.-W. In the western part of the deposit it turns somewhat to the W. S. W. On the upper levels the dip is $70-80^\circ$ to the south. On the deeper levels, between 170 and 210 m level, on the other hand, the schistosity stands vertical and then turns to a northerly dip of about $70-80^\circ$. The wall rocks have in places a rather marked linear structure, pitching $50-60^\circ$ to the east.

The structure of the rocks surrounding the deposit is of special interest, as it evidently played an important role in the deposition of the ore. Fig. 1 shows the position of the ore bodies in an anticlinal fold in

the lavas and phyllites (the figure has been published by A. HÖGBOM in the above paper as Fig. 32; minor details were added by the present author). This structural feature could not be followed in the field, because of lack of exposures, but has been compiled from electrical indications in the graphitic, electrically conducting phyllites, drill holes and observations underground. The structure is considered to be a drag fold, caused by a shearing in E.-W. Judging by the irregular indications in the eastern part of the anticline, the drag fold is not uniform but rather distorted and sheared, and small overthrusts seem to have taken place in the plastic phyllites. In the more brittle volcanics the shearing resulted in a strong fissure zone, where the ascending solutions found an easy channelway. Particularly the pyroclastics seem to have formed a suitable medium for the development of this zone of fissuring.

The direction of shear obviously changed during the long period of ore deposition as indicated by the different positions of the ore bodies in the drag fold and by the direction of certain gash veins on the deeper levels.

Wall Rocks and their Alteration.

The deposit is surrounded by zones of metamorphosed, chiefly sericitised, and strongly sheared volcanic rocks. The extension of the zone of sericitisation is shown in Fig. 1. Outside the sericitic zone the less altered volcanics follow.

Underground in the mine the latter are more seldom encountered, but occasionally quartz-porphyrries and keratophyres have been met with. The keratophyre is the most common rock. It is a rather fine-grained to dense, light gray-coloured rock with small phenocrysts of a clear, albitic plagioclase. The fine-grained groundmass is recrystallized. Furthermore, bedded, quite unaltered tuffs occur in the eastern portion of the mine.

Among the sericitic rocks, forming the immediate wall rocks of the ore bodies, several types have been distinguished, and the detailed underground mapping in scale 1:200 allows the different types to be followed with great accuracy. Their distribution on the surface is shown in Fig. 2.

The most common type is a quartzose sericite-schist, yellowish gray in colour and with a rather well developed schistosity. Quartz is the most prominent constituent, sometimes amounting to 75 % of weight of the rock. Richest in quartz is a distinctly quartz-porphyrific sericite-schist. The sericite comes next in importance among the constituents, occurring in thin, scaly bands along which the rock easily splits up in sometimes large slabs. Chlorite is in one type a characteris-

tic mineral, giving the rock a greenish colour. Other constituents of more accessory nature are andalusite in sometimes large crystals, apatite and rutile in small grains and tourmaline which locally occurs in fine-grained, grayish green masses. In the pyritic sericite-schist, pyrite occurs abundantly in thin streaks. This rock often forms a transition zone to the unaltered volcanic rocks outside the sericite zone.

Primary feldspars are never met with in the true sericitic schists and have evidently been completely altered. Only in the pyritic sericite-schist, towards the margins of the alteration zone, indistinct remnants of a rather basic plagioclase are seen. The basic plagioclase is here and particularly in the immediately adjoining volcanics a typical mineral, in spite of the acid nature of the fresh rock. It seems probable that the abnormally high An-content is due to the action of calcic solutions, originating from calcic minerals in the volcanics of the alteration zone during the sericitisation.

The most intense sericitisation is shown by a sericite-rock, composed of very fine-grained sericite with only a small amount of apatite and rutile. Quartz is completely lacking. The rock has a pale greenish gray colour and a well developed cleavage. It particularly occupies large areas along the lower portions of the arsenopyrite lenses. It contains larger or smaller lenses of a rock of unusual composition and also some interesting mineral associations.

The sericite-rock thus carries lenses of an andalusite-rock, composed of andalusite, sericite as groundmass and occasionally quartz. The latter is, however, not typical and is present only in some cases. The andalusite is often strongly sericitised, the mineral being attacked along edges and cracks. Coarse sericite also forms »schlieren» in the andalusite-rock.

A kaolinitic mineral is occasionally found as a more unusual decomposition product of the andalusite. Sometimes also corundum, rutile, tourmaline and a bismuth-telluride are met with. In small amounts there is also seen a mineral which in the microscope has been identified as diaspor.

In the typical andalusite-rock the andalusite occurs as hypidiomorphic to idiomorphic, colourless grains, up to 0.5—1.0 cm long. When fresh the rock has a gray colour which in a more advanced stage of sericitisation changes to yellowish gray. The corundum is found in conjunction with the sericitisation and occurs as small, generally shapeless grains in the andalusite or as pseudomorphs after this mineral.

The formation of the sericitic and andalusitic rocks is the result of considerable chemical activity, caused by rising hydrothermal solutions

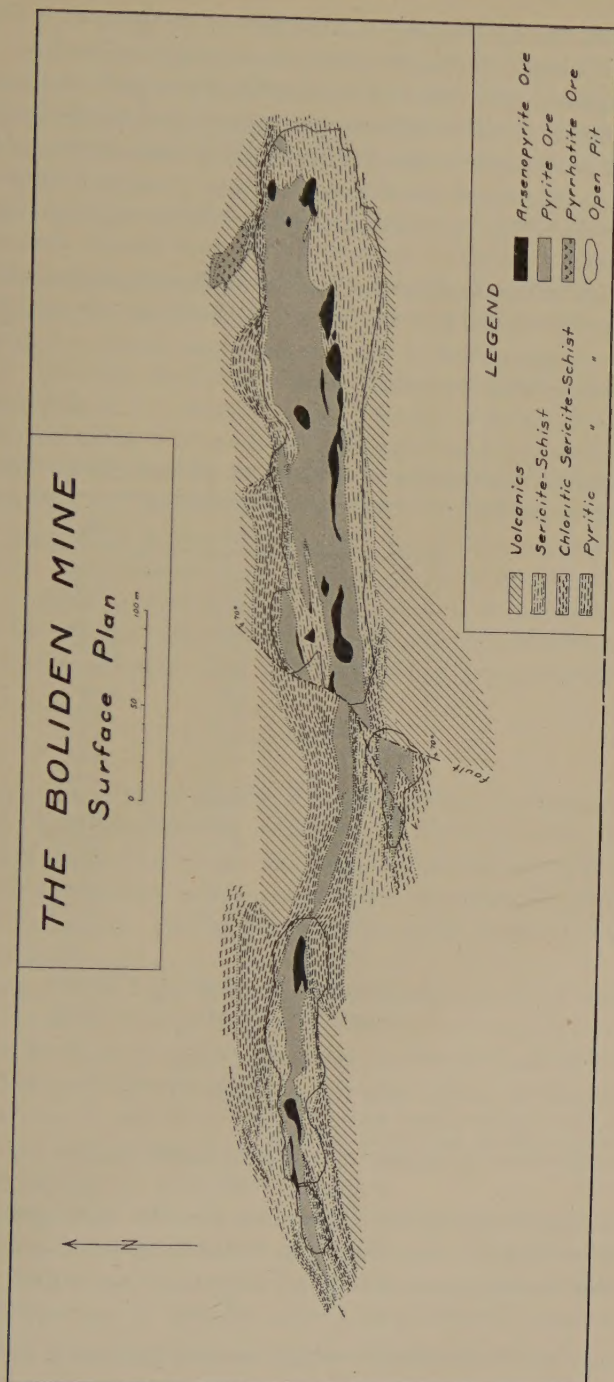


Fig. 2. Surface plan of the Boliden deposit.

which entered the rocks along the fissures in the drag fold. A discussion of the changes the rocks have gone through is rendered difficult by the incomplete knowledge we have of their primary composition and the composition of the solutions. As quartz-porphyrries and keratophyres with pyroclastic rocks of corresponding composition are the most common rocks all around the deposit, we may postulate, with a certain degree of probability, that such rocks formed the original material for the alteration.

Analyses of a keratophyre and some of the characteristic, altered rocks, shown in Table I below, give a conception of the alteration. Any further consideration of the questions here involved will, however, not be given on this occasion.

Table I.

Chemical Composition of Fresh and Altered Wall Rocks.

	I	II	III	IV
SiO ₂	66.61	78.95	44.19	68.89
TiO ₂	0.51	0.59	2.20	1.20
Al ₂ O ₃	14.74	13.39	37.68	27.23
Fe ₂ O ₃	0.57	0.25	0.45	0.29
FeO	2.95	0.59	0.03	0.48
MnO	0.07	nil	nil	nil
CaO	4.22	0.25	0.65	0.40
MgO	1.17	nil	0.04	nil
K ₂ O	2.11	2.64	8.71	0.38
Na ₂ O	4.10	1.33	2.04	0.39
H ₂ O ^{-108°}	0.12	0.09	0.05	0.08
H ₂ O ^{+105°}	0.56	1.60	4.00	0.53
F	nil	0.03	0.13	nil
S	0.30	0.01	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.12	0.16	0.20	0.31
As	nil	0.01	0.01	nil
CO ₂	1.47	nil	0.05	—
Cu	0.10	—	—	—
	99.72	99.89	100.46	100.21
Sp. gr.	2,636	2,642	2,792	2,687

Analyst: Miss TH. BERGGREN.

- I. Keratophyre, 250 m level, S. of the ore bodies.
- II. Sericite-schist, 210 m level, main E. drift.
- III. Sericite-rock, 250 m level, main E. drift.
- IV. Andalusite-rock¹ (with quartz), 410 m level, main E. drift.

It seems quite certain that the alteration did not take place as a single, continuous process. The same is valid for the deposition of the ores, as will be discussed later. The alteration began with the formation of sericitic, chloritic and pyritic schists. It seems probable that

¹ The quartz-free andalusite-rock contains 50—55 % Al₂O₃ and more K₂O.

during this first stage of alteration, also the almost monomineralic sericite- and andalusite-rocks were formed, being the result of the most intense action of the hydrothermal solutions. The sericitisation of the andalusite-rock and the formation of corundum in conjunction therewith belong to a second stage of the alteration, definitely separated from the first one.

The solutions must have been very active and well restricted to the rather narrow fissure-zone which acted as a channelway. This defined localization of the solutions with the ensuing intensified action was a contributive cause to the formation of the extreme sericite- and andalusite-rocks.

Finally mention should be made of the secondary plagioclase, often occurring in the sericite-schist in a narrow zone a few meters wide along the contacts to the ore or in somewhat larger areas around the ends of the ore bodies. It is found in conjunction with both the oldest and latest stage of ore deposition, and it is impossible to say at present during which stage it was formed. The plagioclase which has a varying but rather basic composition (30—80 % An^1) forms either compact masses, sometimes with quartz and sulphides, or rounded aggregates built up by roughly radiating individuals. In the microscope they show very irregular structure and the twinning is exceptionally imperfect.

Ore Bodies.

The deposit is divided chiefly in two ore lenses, the West and the East ore body. The latter lies en échelon with and somewhat to the south of the West ore body (Fig. 2). Both ore bodies are lenticular with on the whole smooth outlines in plan, possessing exceptionally sharp contacts with the wall rocks. Minor irregularities occur, some of which will be described below.

As shown in Fig. 2 the two ore bodies consist mainly of massive pyrite in which smaller or larger lenses of massive arsenopyrite are enclosed. On deeper levels arsenopyrite ore is found also as separate bodies in the schists. The arsenopyrite bodies show the well developed pitch of the wall rocks, *i. e.* 50—60° to the east. In the bodies of pyrite ore, however, the pitch is more undecided and in a longitudinal section the outlines of the ore bodies are somewhat irregular.

A post-ore fault cuts the ore bodies, bringing them up in contact with each other along the fault plane (Fig. 2). The throw amounts to about 15 meters on the upper levels but is somewhat smaller on the deeper levels.

¹ All optical determinations carried out on the universal stage.

Stages of Ore Deposition.

The ore has a rather complex composition and the detailed study of the underground geology indicates that its formation did not take place in a single, continuous process. It was found that three types of ore could be distinguished, different with regard to geological appearance and mineralogical composition, and that the three types were formed during three equivalent stages. These three types (or stages) are: 1) arsenopyrite ore, 2) lamprophyre with quartz-tourmaline veins and 3) pyrite ore. The investigation carried out so far also gives good evidence of this order being the order of deposition, so that the formation of the deposit began with the arsenopyrite ore, followed later by the lamprophyre with its accompanying quartz-tourmaline veins and finally ended with the formation of the pyrite ore.

The Arsenopyrite Ore.

Wall Rock Contacts.

The contacts between the arsenopyrite ore and the sericitic wall rocks are generally very sharp, the sericite-schist sometimes being quite devoid of any sulphide disseminations. Remnants of wall rocks in the ore are extremely rare. The schistosity of the sericite-schist smoothly follows the outlines of the ore body. In many places, especially towards the ends of the ore bodies, the boundaries are not so well defined and the sericitic rock contains disseminated sulphide and small lenses of arsenopyrite ore.

Composition and Structure.

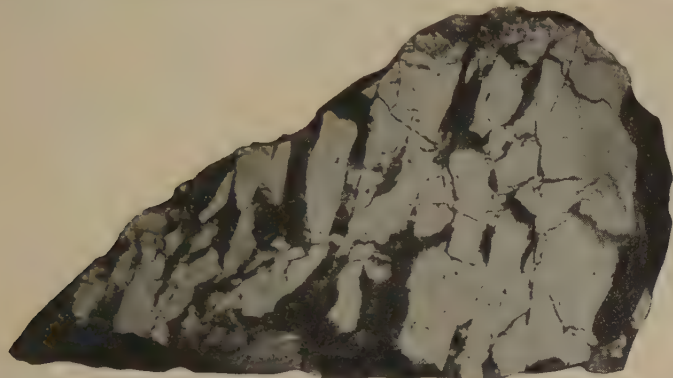
The composition of the arsenopyrite ore varies considerably and several ore and gangue minerals form part thereof. The main component is arsenopyrite, and some types are almost entirely composed of this mineral. The ore is always very fine-grained, the most fine-grained one also being richest in arsenopyrite. This type is quite dense and has the appearance of steel. The size of grain varies from $< 4 \mu$ to about 0.4 mm and is in the ordinary ore on an average 0.01—0.04 mm. The colour of the ore is medium to whitish gray.

The minerals occurring in the arsenopyrite ore are enumerated in Table II on p. 130, the sequence indicating in rough outlines the order of abundance of the minerals. It appears from this list that the common sulphides, next to arsenopyrite, are most abundant, being present practically everywhere in the ordinary ore. Boulangerite,

jamesonite, bournonite and galena are in places abundant but are generally more unusual, though they are almost everywhere present in microscopic quantities. On the whole the deposit is exceptionally rich in lead-antimony minerals.

Among the gangue minerals quartz, rutile and apatite are everywhere present, the two last-mentioned sometimes in large masses. The other gangue minerals are more of an accessory nature.

The arsenopyrite ore is without exception a breccia in which the enumerated minerals occur as the brecciating medium. The ore is



Leica-Photo BGAB.

Fig. 3. Breccia with angular inclusions of arsenopyrite ore (light gray) in quartz (dark gray). Polished surface, $\frac{3}{4}$ of natural size.

full of veinlets of these minerals and the veinlets can be followed as an irregular network throughout the massive arsenopyrite. Sometimes the brecciating minerals predominate and the arsenopyrite ore occurs only as scattered inclusions. Very often one also finds sharp and well defined fissures, filled with the enumerated minerals; these fissures are especially abundant in the fine-grained and dense types. The inclusions of arsenopyrite ore are rounded and corroded by the other minerals but are just as often quite angular with sharply defined edges. Some types of arsenopyrite breccia are presented in Fig. 3 and Plate I: 1—2.

The filling of the veinlets and fissures is usually composed of a mixture of the enumerated minerals but rather common is also an arsenopyrite ore brecciated merely by, for instance, quartz, calcite, chalcopyrite, tetrahedrite or pyrite etc. The textures of the brecciating minerals are sometimes rather complicated. The microscopical study shows an abundance of replacement, and redeposition of, for instance, arsenopyrite. Some of the minerals, it appears, are the result of reactions between earlier crystallized components and a rest solution.

Table II.
Mineral Chart of the Boliden Ore.

I. Arsenopyrite Ore		II. Lamprophyre with Quartz- tourmaline Veins		III. Pyrite Ore
Arsenopyrite	Quartz	Pyrrhotite	Tourmaline	Pyrite
Chalcopyrite	Rutile	Chalcopyrite	Quartz	Pyrrhotite
Pyrrhotite	Apatite	Galena	Rutile	Chalcopyrite
Sphalerite	Sericite	Bismuth	Apatite	Sphalerite
Pyrite	Chlorite	Bismuthinite	Sericite	Galena
Boulangerite	Hornblende	Boulangerite	Mariposite	Boulangerite
Jamesonite	Calcite	Jamesonite	Andalusite	Jamesonite
Bournonite	Titanite	Bournonite	Calcite	Bournonite
Galena	Andalusite	Sphalerite	Plagioclase	Arsenopyrite
Tetrahedrite	Plagioclase	Cobaltite	Fluorite	Magnetite
Cubanite		Cubanite		Cubanite
Valleriite		Valleriite		Valleriite
Cobaltite		Emplektite?		Stannite
Safflorite		Bi-tellurides		Bi-tellurides?
Niccolite		Guanajuatite?		Gold
Gudmundite ¹		Tetrahedrite		
Bismuth		Gold		Quartz
Gold (Electrum)		Silver		Sericite
		Klockmannite		Chlorite
		Pyrargyrite		Hornblende
		Pyrite		Calcite
		Arsenopyrite		Plagioclase
				Apophyllite
				Apatite
				Tourmaline
				Rutile
				Bitumen

Note: The author wishes to point out that this chart is to be considered only as preliminary; a further study will surely add other minerals. Especially as regards the minerals of the two later stages it must be noted that the determinations are still incomplete and that a number of minerals, not mentioned, are as yet «unknown» to the author. This is particularly the case with several sulphantimonides and sulphbismuthinides — in the paper termed «sulphominerals» for the sake of brevity — and the selenides and tellurides.

RAMDOHR records the presence of löllingite and dyserasite (Lehrbuch der Erz-mikroskopie II, p. 209 and 259); they have so far not been observed by the author.

The interrogatives indicate that the occurrence of the mineral in question has not been conclusively established.

The most typical feature of the arsenopyrite ore is the occurrence of numerous small pores or »druses», filled with different other minerals. Every section displays a great number of these formations, irregularly distributed throughout the ore. They are at most about 1 mm in diameter but generally considerably smaller and are in shape as a rule rounded or elongated (Plate II: 1 and Plate III: 3). Small pores sometimes accumulate, and a framework of arsenopyrite crystals is

¹ FeSbS. Lit.: GAVELIN, S., Auftreten und Paragenese der Antimonminerale... im Skelleftefælde. Geol. Surv. of Sweden, Ser. C. 404, 1936, and RAMDOHR, P., Erz-mikroskopische Untersuchungen etc., Z. f. Min. A, 1937, p. 203.

formed, as indicated in Plate II: 2 and Plate III: 2. The pores can also accumulate to streaks and veinlets, thus forming a transition to the brecciating veinlets, described above.

In the immediate vicinity of the pores the fine-grained arsenopyrite becomes well idiomorphic and coarser. A garland of beautiful and sharply defined arsenopyrite crystals is then sticking into the interior of the pores, and the space left between the crystals is filled with a number of the enumerated minerals, either in a mixture of several, or singly. One thus finds the pores filled with quartz, apatite, pyrite, »sulphominerals», gold, etc. (cf the figures).

In the deeper parts of the arsenopyrite bodies and occasionally in other places, particularly along the margins or at the ends of the ore bodies, quartz is, together with arsenopyrite, the dominating mineral. Grains of rutile, sericite, chlorite or apatite occur sparingly. The ore is always very fine-grained and shows in places an fine but nonpersistent banding. In the microscope it shows a spongy mass of small, agglomerated arsenopyrite crystals with quartz and the other minerals filling the interstices.

In some cases a dense arsenopyrite ore is banded with apatite. The bands are wavy and discontinuous and often contorted and folded. There are, however, no traces of crushing. The apatite occurs in small prismatic crystals (Plate IV: 2), about 0.08—0.3 mm long. Figure 3 on Plate II shows a typical specimen of this kind of ore. The thin veinlets, brecciating the apatite-arsenopyrite ore, consist of chalcopyrite.

As regards the order of crystallization this question can only be touched upon in the present paper. Arsenopyrite and the largest part of the rutile are the first minerals to crystallize. Apatite is in some cases early and crystallized even before the arsenopyrite, but the main part probably formed later. The main part of the arsenopyrite seems to have been fully crystallized when the deposition of the other ore and gangue minerals began. Among them the »sulphominerals», galena and bismuth were the latest minerals to form.

Concentrations of Apatite and Rutile.

Besides the andalusite-rock the sericite-rock contains two other mineral concentrations which will be briefly mentioned. They both stand in close connection with the arsenopyrite ore, in one case even forming a direct continuation of an arsenopyrite lens.

In this case the arsenopyrite ore is unusually rich in apatite. Towards the end of the ore body the arsenopyrite disappears, giving

way to pyrite with exceptional quantities of gudmundite and cobaltite. Among the gangue minerals quartz and apatite are predominating. A faint banding of the ore minerals and the gangue is noticeable. Finally the ore minerals and the quartz decrease, leaving lenses to the largest part composed of apatite. They are well defined and showed very sharp contacts to the surrounding sericite-rock. The apatite — an analysis proved it to be fluor-bearing — occurs in grains of varying size (maximum ab. 1 mm), often quite idiomorphic. They are, however, often strongly corroded, chiefly by quartz. Among the other constituents of the apatite-rock we note, besides quartz, pyrite, pyrrhotite, sphalerite, chalcopyrite, »sulphominerals», gold and a brownish mica, generally occurring on fissures and in gash veins with quartz.

The other mineral concentration appears in elongated, cigar-shaped lenses of some meters' length in close connection with and along the keel of some of the arsenopyrite bodies. The lenses have the same pitch to the east as the arsenopyrite body, and show sharp contacts to the enclosing sericite-rock. The fine-grained, brownish violet-coloured material in the lenses is mostly composed of rutile in small clustered grains, besides sometimes cobaltite in abundance, some quartz and sericite, and occasional grains of apatite.

On fissures and in irregular lumps in the rutile-rock a silvery, foliated mineral occurred, occasionally in large quantities. It looked quite homogeneous to the naked eye, but polished sections showed that there were at least three different but rather similar minerals present. Chemical analysis indicated the presence of minerals related to the bismuth-tellurides as tellurium and bismuth were the most abundant elements. Besides that also selenium, some sulphur and some lead, antimony, gold and silver were found in varying, but small amounts. Most of the gold and silver seems to occur in the native state (as electrum), sometimes in thick foliae on fissures in the rutile-rock. The chemical test showed only traces of tellurides of those metals.

As regards the bismuth-tellurides, it is impossible at present to state the actual mineral species. The chemical and microscopical investigation carried out so far suggests the presence of three different minerals. The presence of sulphur in one case indicates tetradymite, though on the other hand, the high percentage of selenium does not seem to be in accord herewith. In the other case investigated sulphur is not present, and a mineral of the wherlite-type is likely to be present. Also here the content of selenium is fairly high. A certain surplus of tellurium and the content of lead and antimony also remain to be accounted for (no ordinary Pb—Sb minerals were seen).

There is also some uncertainty as to the place of the tellurides in the paragenesis. They do not seem to belong to the arsenopyrite stage, as they were never actually seen in the arsenopyrite ore. In the following stage, however, tellurides occur and it is believed that the tellurides in the rutile-rock were deposited subsequent to the formation of the rutile and that they belong to the second stage of ore deposition.

Veins in Connection with the Arsenopyrite Ore.

On some occasions vein-like formations were seen to branch off from the main arsenopyrite body, cutting sharply across the schistosity of the wall rocks. Such veins have sometimes been followed for several meters before they petered out along a small »break» or fissure. The veins are ramifying, swell and thin out repeatedly and are sometimes sending out horizontal, lenticular off-shoots into the walls. As a rule they sharply cut the schistosity of the wall rocks and contain in places sharply defined fragments of the wall rock.

The composition of the veins is very complex and in some cases a dozen different minerals may be counted in a single section. Boulangerite, jamesonite, bournonite, galena, tetrahedrite and bismuth are most abundant, but also chalcopyrite, pyrrhotite, sphalerite, gudmundite and gold are met with. Arsenopyrite occurs only in well defined crystals, corroded by the lead-antimony minerals. Quartz and some occasional films of sericite or chlorite are the only gangue minerals present. The amount of quartz increases at the ends of the veins and also in their upper parts.

The vein material is often rather coarse-grained, boulangerite, jamesonite, bournonite and galena being intimately intergrown in bundles, about 0.5—1.5 cm long. The bundles are sometimes arranged in rows parallel to the walls of the vein.

In one particular case it was observed how the arsenopyrite ore became enriched in brecciating veinlets of »sulphominerals» and galena around the place where the vein branched off from the arsenopyrite body. Within the first meter or so of the vein the coarse-grained mass of »sulphominerals» and galena contained irregular and partly replaced inclusions of arsenopyrite ore. In the continuation of the vein arsenopyrite occurred only in the well-shaped, corroded crystals.

Lamprophyre and Quartz-tourmaline Veins.

The Lamprophyre.

This type of ore, constituting the second chief stage in the formation of the deposit, is represented by lamprophyric dykes, accompanied

by veins or vein-like lenses of mainly quartz and tourmaline. Solid sulphides, mainly pyrrhotite with some chalcopyrite also form part of the ore. The quartz-tourmaline veins and the sulphides constitute the commercial ore. It mainly occurs on the deeper levels of the mine.

The lamprophyric dykes will be considered first. They form typical, intrusive dykes which have been followed 200—300 m continuously underground. Principally they follow the schistosity of the sericite-schists, but quite often they are also seen cutting it. They dip to the north, generally at a smaller angle than the sericite-schists. They are in many cases strongly sheared, but generally not as much as the wall rocks. Generally they are only 2—3 dm wide but exceptionally they attain a width of 1 m. Of some importance is that the dykes are found only within the ore bodies or in their immediate vicinity.

The colour of the dyke-rock is always dark gray or greenish gray, but the composition varies considerably from place to place. The most common type has the appearance of an ordinary chlorite-schist. The microscope shows an irregular mixture of chlorite and quartz with minor quantities of rutile and occasional large scales of a green mica. Already macroscopically pyrite and erratic »phenocrysts» of a faintly bluish quartz are noted. The rock is evidently strongly altered and there are no traces of primary features. This type of the dyke-rock has been analysed, the result being shown in Table III below. Conspicuous features in the chemical composition are the lack of CaO and the small amount of alkalis; noteworthy is also the high percentage of MgO and FeO and the small but not unimportant percentage of chrome.

Table III.

Chemical Composition of Chloritic Lamprophyre.

SiO ₂	56.26	K ₂ O	1.47
TiO ₂	0.54	Na ₂ O	0.43
Al ₂ O ₃	13.84	As	0.03
Cr ₂ O ₃	0.12	S	2.78
Fe ₂ O ₃	0.38	F	0.33
FeO	6.17	CO ₂	nil
Fe ¹	3.11	H ₂ O - 105°	0.09
MnO	0.06	H ₂ O + 105°	3.23
CaO	nil		
MgO	10.71		99.55

Sp. gr. = 2.72

Analyst: Miss TH. BERGGREN.

¹ As sulphides.

Sometimes the rock has a rather different mineralogical composition, particularly when the dykes occur in the sulphide ore. Already macroscopically hornblende is discernible in large quantities. Microscopically the mineral predominates in some mm large, almost colourless grains, having the optical properties of tremolitic amphibole. Other constituents are chlorite, calcite, titanite, zircon, and plagioclase. Quartz is present in occasional and insignificant grains.

The plagioclase, of the composition $\text{Ab}_{30}\text{An}_{70}$, is found in small, intimately twinned grains. It is freshest and most abundant in a thin, brown-coloured zone along the margins of dykes cutting arsenopyrite ore.

The two rocks now described are found to change from one type to the other along the strike of the dyke, sometimes very rapidly within a distance of a few decimeters.

The primary composition of the dyke-rock is difficult to ascertain, as in that respect very few informations are obtainable from the rock in its present state. The plagioclase, providing it is primary, suggests a basic rock, and so do also the high amounts of FeO and MgO and the content of chrome. The amounts of FeO and MgO brought in later during the alteration are, however, impossible to state. The small quartz »phenocrysts», on the other hand, indicate a more acid rock. It is quite possible, however, that they should be interpreted as amygdules rather than phenocrysts. The observations apparently speak in favour of a basic dyke-rock and provisionally the term lamprophyre is used throughout the paper.

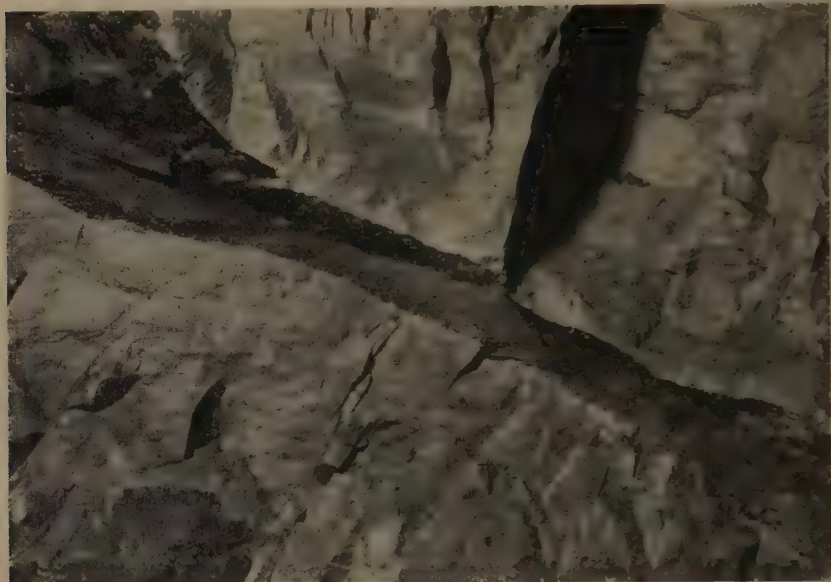
It has occasionally been observed that a lamprophyric dyke is surrounded by narrow zones of a fine-grained, green mica, at the same time as the dyke is beginning to peter out. A continuation of the dyke is then formed by the green mica which can be followed as an independent dyke for several meters. A partial analysis of the green mica gave

8.17 % K_2O , 1.96 % Na_2O and 0.54 % Cr_2O_3 .

The appearance of the mineral and its comparatively low content of chrome makes it rather similar to mariposite, the chromiferous mica found in gold-quartz veins at several localities in North America, and this name is also proposed to the chromiferous mica from Boliden. The green mica in large flakes in the chloritic lamprophyre is evidently also mariposite.

Relations of the Lamprophyric Dykes to the Ore Bodies.

The relations of the lamprophyric dykes to the ore bodies are of special importance, as the division in the three genetic stages is in part founded thereon.



Leica-Photo BGAB.

Fig. 4. Back of stope (250 m level) showing lamprophyric dyke cutting quartz-banded arsenopyrite ore. Width of dyke 15 cm.

On several occasions the dykes have been seen cutting the arsenopyrite ore with sharp and distinct contacts (Fig. 6). In the quartz-banded ore the dykes cut obliquely across the banding (Fig. 4). On one occasion a dyke also cut through a lens of rutile-rock. The observations made so far thus seem to indicate the dykes to be later than the arsenopyrite ore. Another feature speaking in favour of this relation is the less altered state of the dyke-rock when it occurs in the arsenopyrite ore (p. 135). For, if the ore were later, it would certainly not have left the marginal zone of plagioclase in its present, comparatively fresh state. It must be pointed out, however, that on certain occasions a dyke, apparently cutting the arsenopyrite ore, is intercepted for a few centimeters and then continues as before. The interstices are generally filled with »sulphominerals» of the same kind as in the quartz-tourmaline veins (cf. p. 138), but in some rare cases

arsenopyrite ore has been found filling the gaps. The latter circumstance seems in part to contradict the above conclusion.

The lamprophyric dykes are also met with in the pyrite ore, but their appearance here is quite different. They occur in the form of typical inclusions, often impregnated, brecciated and replaced by the surrounding sulphides (Fig. 5 and 6). The outlines of a dyke can generally be followed in the pyrite ore by means of these inclusions, though very

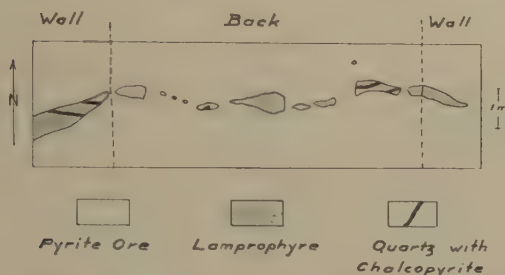


Fig. 5. Section of stope (130 m level) showing appearance of lamprophyric dyke in pyrite ore.

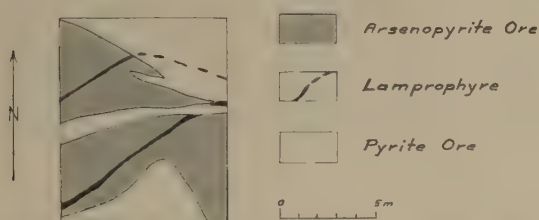


Fig. 6. Back of stope (130 m level) showing appearance of lamprophyric dykes in arsenopyrite ore and pyrite ore.

often large, intervening gaps and the irregular and winding course of the inclusions render it very difficult. The length of the inclusions varies from several meters to only a few centimeters. The conditions unambiguously denote the later formation of the pyrite ore — the third and last stage in the formation of the deposit.

Quartz-tourmaline Veins.

Directly connected with the lamprophyric dykes larger or smaller masses of chiefly quartz and tourmaline occur. Their shape is most variable, gash veins, ladder veins, lenticular veins of sometimes large size and ordinary, continuous veins being met with.

Tension fractures are always present in the lamprophyric dykes, usually occupied by gash veins (Fig. 7) with quartz and occasio-

nally carrying tourmaline, »sulphominerals» etc. These gash veins sometimes widen out at the expense of the lamprophyre, forming large, vein-like bodies, several meters long. Quartz is the chief component, but tourmaline, mariposite, rutile, sericite in large flakes, apatite and some fluorite as coatings are also usually present. Among the ore minerals we note pyrrhotite, boulangierite, jamesonite, bournonite, galena, bismuth and gold (cf. second column in Table II, p. 130). Arsenopyrite is very rare and occurs in such positions only as to be suspected of having been derived from the arsenopyrite ore by solution and redeposition. Occasionally tourmaline is the predominating mineral. The vein material then consists of a

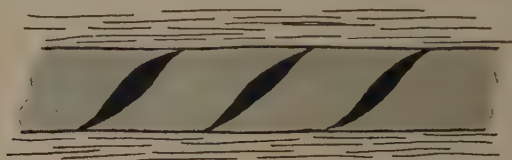


Fig. 7. Schematic section of gash veins (black) in lamprophyric dyke (gray). Length of gash veins generally 0.1—0.5 m.

very fine-grained to almost dense mass of dark green to pale brown tourmaline. In the microscope the tourmaline needles are colourless or slightly brown-coloured¹. Quartz or sericite of the coarse variety sometimes form ladder veins in these massive tourmaline veins.

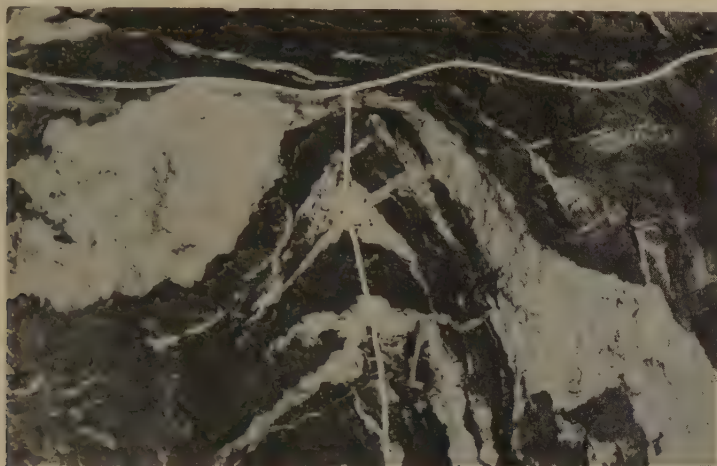
In one stope similar quartz-tourmaline veins were seen cutting lamprophyric dykes, clearly indicating the somewhat later age of the veins.

In the western part of the deposit a large body of massive quartz tourmaline occurs. It is lens-shaped in plan and has a form suggestive of a pipe. The sericite-schist, forming the walls, smoothly follows the outlines of the somewhat irregular tourmaline body. Its strike is slightly deviating from the normal strike of the schists. The ore body consists mainly of a brownish or greenish tourmaline in small, slender sometimes radiating needles. Quartz occurs in ladder veins (Fig. 8) or irregular patches in the tourmaline and in thin, vein-like »tails» at the ends of the tourmaline body, highly enriched in »sulphominerals», Bi-tellurides, bismuth, gold and silver.

As regards the mineralogical composition in general practically all the minerals are present which are enumerated in the second column

¹ The veins bear a striking resemblance to some of the tourmaline veins at the Buffalo Ankerite and Hollinger Mines in the Porcupine District, Ontario!

of Table II (p. 130). Pyrrhotite and chalcopyrite are most common in the typical tourmaline ore, but locally «sulphominerals» of different kinds are predominant. Also bismuth and other bismuth minerals are rather common. The pyrrargyrite occurs as small grains intermixed with the other ore minerals or as thin coatings or crystals on fissures. In both cases a supergene origin is excluded as the occurrence is on the deeper levels of the mine and besides oxidation is totally lacking in the deposit. In the microscope the most complicated



Leica-Photo BGAB.

Fig. 8. Massive tourmaline ore with quartz ladder veins. (The picture is taken in a corner of a stope on the 330 m level; the white lines mark the corner and the contour of the back).

textures are met with among the ore minerals, indicating complex reactions, replacement and probably also unmixing. Tourmaline and rutile are the first minerals to crystallize and the former is later brecciated and replaced by the other minerals. On some occasions plagioclase of basic composition (70—80 % An) was found in the tourmaline mass.

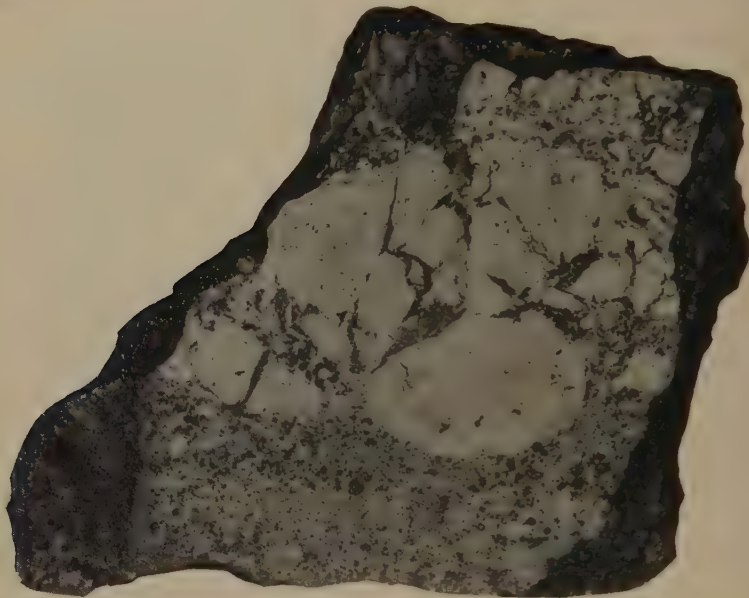
In the upper portions of the tourmaline pipe an overlying body of arsenopyrite ore was encountered. At the contact between the two, the arsenopyrite ore was beautifully brecciated by the tourmaline, clearly indicating the relation of age between the two formations (Plate IV: 1).

Sulphide Ores in Connection with Quartz-tourmaline Veins.

In the upper portions of the above tourmaline body pyrrhotite became more and more predominant and finally occupied the larger

part of the ore body. The ore is composed of solid pyrrhotite with insignificant amounts of the majority of the minerals from column two in Table II. The presence of plagioclase is especially noted. It occurs occasionally in the solid sulphide as clear, hypidiomorphic grains of an albitic composition.

The contact between the pyrrhotite ore and the sericite-schist is very distinct and clean-cut. As a rule the schist does not even contain



Leica-Photo BGAB.

Fig. 9. Arsenopyrite ore brecciated and partly replaced by pyrrhotite with some chalcopyrite and quartz. Polished surface of specimen from contact between arsenopyrite ore and pyrrhotite ore. $\frac{3}{4}$ of natural size.

a trace of sulphides at the contact. It smoothly follows the outlines of the ore body. Occasionally the ore sends out vein- or wedge-shaped formations which sharply cut across the schistosity of the sericite-schist. Replacement along the contacts is exceptional.

The pyrrhotite ore has been seen in contact with arsenopyrite ore on several occasions. The latter is then brecciated in the most delicate manner and exhibits several stages of brecciation, from clean-cut fissures filled with pyrrhotite or chalcopyrite to breccias with widely scattered inclusions of arsenopyrite — often angular and sharp — swimming in the groundmass of pyrrhotite (Fig. 9).

Pyrite Ore.

Composition and Structure.

The pyrite ore is chiefly composed of pyrite, forming a very solid and pure ore in large and continuous bodies (Fig. 2). Partly replaced inclusions of sericite-schist are fairly common in the ore. The difference in that respect between the pyrite ore and the ores of the previous stages is quite marked as the latter very seldom carry any wall rock inclusions.

The pyrite is generally fine-grained, the individual grains sometimes showing crystal boundaries. The interstices between the grains are filled with chalcopyrite, pyrrhotite, occasionally sphalerite and »sulphominerals», quartz or calcite. In the microscope these minerals of the groundmass are seen to replace the pyrite.

A list of the mineral constituents of the pyrite ore is given in the third column of Table II (p. 130). The pyrite ore is the only ore which carries sphalerite in any quantity. Apart from its occurrence in the groundmass, it is also found in separate streaks and bands. Stannite is of rare occurrence and was only seen as small grains in the chalcopyrite of the groundmass. It also occurs in quartz-feldspar veins in connection with the pyrite ore (cf. p. 142). Small grains of magnetite were seen in a few sections. The mineral is evidently very rare; it is never seen in the ores of the two previous stages. Among the gangue minerals quartz is by far the most abundant. Carbonate, presumably calcite, occurs here and there in coarse-grained lumps. Rutile and apatite, typical minerals in the older stages, are here very rare. Tourmaline has been seen as needles in the pyrite ore, but is probably very rare as a primary component. Pieces of massive, fine-grained tourmaline, having the appearance of inclusions, have been seen in a few cases.

The occurrence of plagioclase is of particular interest. On several occasions it has been found in the solid pyrite ore as partly quite fresh and often idiomorphic crystals of a maximum length of 1 cm. It is rather basic and the generally zonary mineral has a composition varying between 45–82 % An.

Coarse quartz-plagioclase veins, sometimes lens-shaped and of irregular appearance, occur at the contacts of the ore in positions as to suggest their branching off from the sulphide ore. The veins follow the schistosity but are also seen cutting it. The plagioclase attains a size of 2–3 cm in length and is quite fresh. It is generally light-gray in colour but greenish varieties have also been seen. The composition varies between 25–35 % An. The plagioclase was the first mineral to

crystallize and was later replaced by quartz, calcite, chalcopyrite, some of the »sulphominerals» and gold. In one case stannite occurred as irregular grains and delicate skeleton crystals in the chalcopyrite. Andalusite and Bi-tellurides were seen on one occasion.

Wall Rock Contacts.

For long distances the contact to the wall rocks is absolutely clean-cut. Disseminations of sulphides may be present but it is far from being a rule, and the wall rocks are quite often devoid of any sulphides.

A typical feature of the contact is the occurrence of cross-cutting, massive sulphide bodies of much variform shape as veins, lenses and wedges. They are always directly attached to the pyrite body. Fig. 10 shows a lenticular type often met with. The lenses are often arranged en échelon and may be followed in the walls of the stopes for many meters. Some are standing vertical as the one in Fig. 10, others are horizontal. They are usually composed of chalcopyrite, though the larger ones may be composed mainly of pyrite with some chalcopyrite

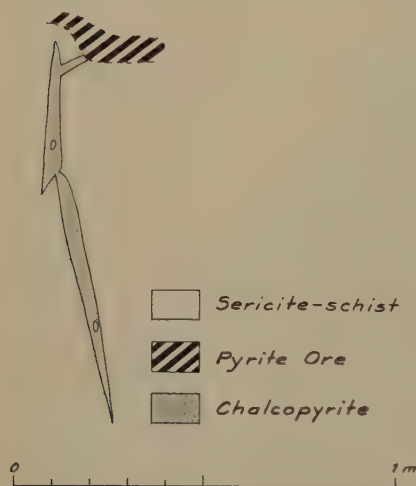


Fig. 10. Fissure in the sericite-schist of the hanging wall (stope on 130 m level), filled with chalcopyrite and directly attached to the pyrite ore body. Note inclusions of sericite-schist. The plane of the figure is parallel to the schistosity.

and pyrrhotite. A beginning concentration of chalcopyrite is generally noticeable already in the main pyrite body in the vicinity of the cross-cutting body. Other constituents are »sulphominerals», gold, clear crystals of oligoclase and some quartz. They often contain inclusions of arsenopyrite ore and sericite-schist; the latter are quite sharp-edged and are free from sulphide disseminations. The contacts between the cross-cutting sulphide bodies and the surrounding sericite-schist are always sharp, and the schist does not contain any sulphides.

Besides contacts of the type mentioned above gradational contacts are also met with and occur comparatively often. The ore displays in such cases an unusually marked parallel structure towards the con-

tacts and contains also strongly pyritised remnants of the wall rocks, clearly indicating the direct replacement by the ore bearing solutions.

Relations to the Arsenopyrite Ore.

The pyrite ore always brecciates the arsenopyrite ore, the resulting structures being very similar to those described in the chapter on the arsenopyrite ore (p. 129). The arsenopyrite bodies are surrounded by brecciated zones of varying width, displaying inclusions of arsenopyrite ore in varying stages of replacement (Plate III: 1). Some inclusions are quite angular and sharp-edged, others are blurred and thoroughly impregnated with pyrite or chalcopyrite. Around the inclusions and also around some of the large arsenopyrite bodies the pyrite ore shows a parallel structure which does not give the impression of having been formed merely by replacement of a pre-existing structure.

Apophyllite Veins.

In a few places apophyllite has been observed. The mineral generally occurs as small groups of crystals or as crustifications in the gouge of minor faults. As the faults are cutting the arsenopyrite ore as well as the pyrite ore, the deposition of the mineral most probably took place as a late phase of the pyrite stage.

Apophyllite also occurred in narrow veins together with some sericite in the sericite-schist close to one of the pyrite bodies.

Conclusions.

After a thorough tectonic preparation of the bedrock, resulting primarily in the development of a schistosity (and in sericitisation) a first fraction of ore bearing solutions entered the drag fold along certain centres of least resistance. This fraction was mainly composed of arsenic and sulphur with a number of metallic components and a vast amount of volatiles.

The crystallization began with the formation of arsenopyrite and probably also some rutile and apatite. The microscopic textures of the pores and »druses» indicate that the bulk of the other constituents was held in solution during the crystallization of the arsenopyrite and was enclosed in the pores and elsewhere in the framework of arsenopyrite crystals. A certain stress acted on the complex, not only during the introduction of the solutions but also during the crystallization. The stress resulted in fracturing of the arsenopyrite and an ensuing brecciation and replacement by the constituents, still in solution in

pores etc. In places the rest solution was actually squeezed out into the walls to form veins.

The sericitisation of the wall rocks continued during the formation of the arsenopyrite ore and a maximum in the intensity of the alteration is believed to have occurred during this stage, resulting in the formation of the pure sericite- and andalusite-rocks.

The tectonic influence upon the drag fold continued, and straight fissures were next formed in which the lamprophyric dykes were intruded. A new set of fissures opened, mostly well confined to the lamprophyric dykes, and here the quartz-tourmaline-sulphide veins and bodies were deposited. The solutions forming these were quite different from the solutions which formed the arsenopyrite ore. Arsenic in the form of arsenopyrite is very rare, and among the metallic components we note Se and Te, and Pb, Sb and Bi in larger amounts than previously. The most striking feature is perhaps the enormous quantity of tourmaline which indicates the solutions to have been extraordinarily rich in volatiles.

It is believed that the sericitisation of the andalusite-rock and the formation of corundum belonged to this stage. Speaking in favour of this is, for instance, the occurrence of coarse sericite and Bi-tellurides in the andalusite-rock, minerals which are both typical of the quartz-tourmaline veins.

The pyrite ore forms the latest deposition of ore in the mine. The structural conditions governing its formation are so far only imperfectly known; it can, however, not be due to any local feature as pyrite ores of more or less the same type have a wide distribution in the district.

In this case the composition of the solutions is much simpler. Only locally a concentration of Pb, Sb, Sn, Au etc. has occurred. Stress is acting on the complex also during this stage. One result thereof is the opening of fissures and cracks in the walls and their filling with chalcopyrite etc. (p. 142).

When all the facts about the deposit, as contact relations, paragenesis, textures and structures, are considered in toto, the picture obtained is not that of a deposit formed entirely by metasomatic replacement of the wall rocks by hydrothermal solutions. It is believed that at the outset of all the three stages the ore solutions were forced up on zones of weakness in the schistose rocks of the drag fold, or in other words, that the ore solutions made room for themselves in the foliated sericite-schist by their inherent intrusive force. At the introduction of the solutions and particularly when during crystallization water and other volatiles were liberated in large quantities, the wall rocks were replaced and impregnated by sulphides, sometimes to

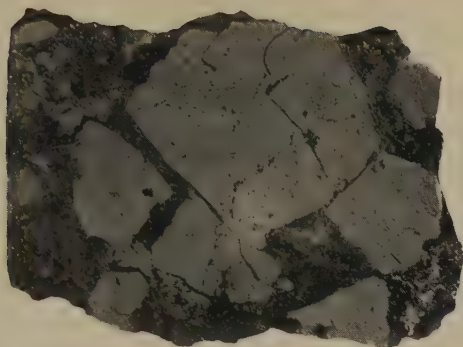


Fig. 1.

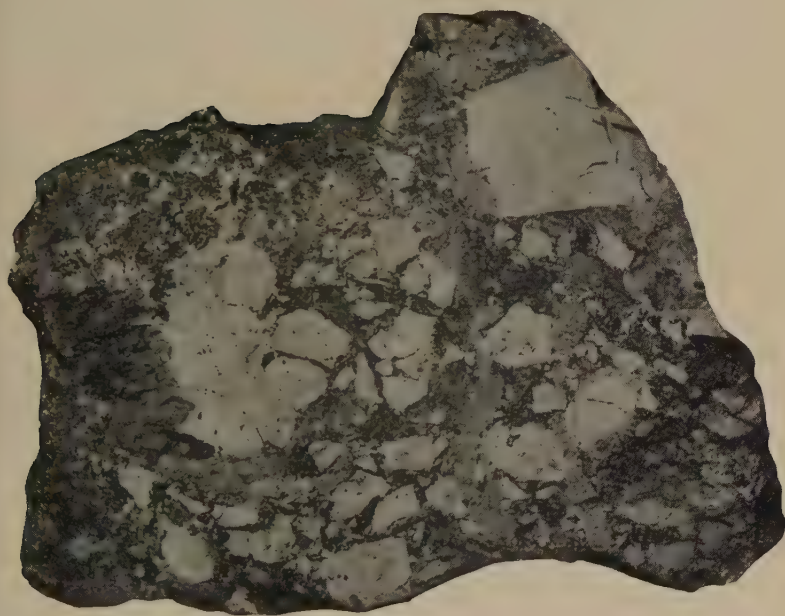


Fig. 2.

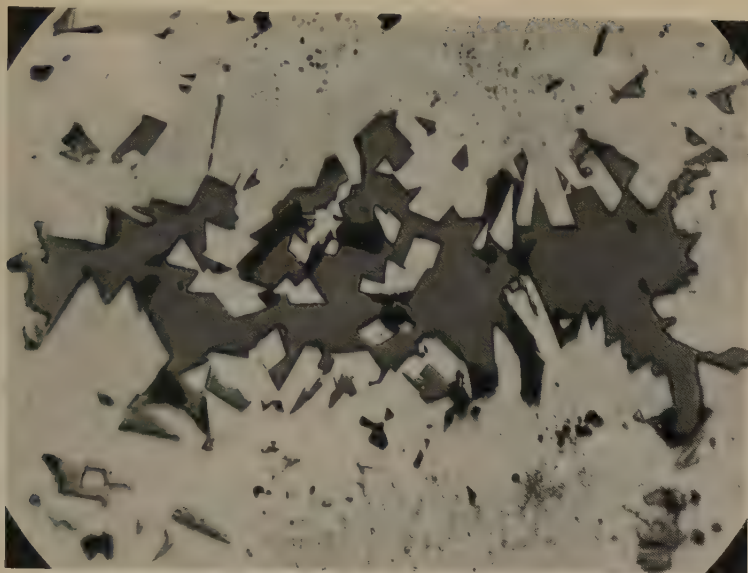


Fig. 1.

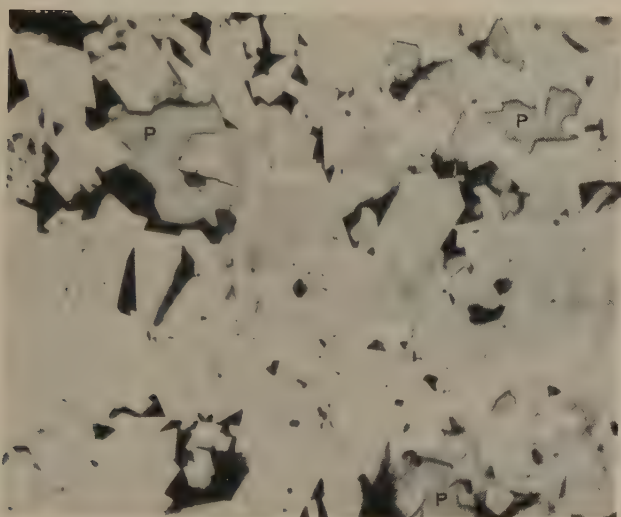


Fig. 2.

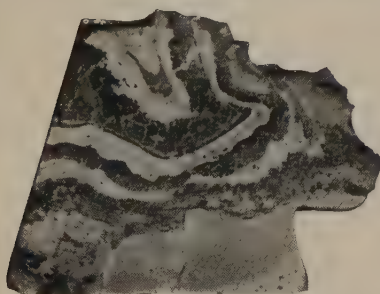


Fig. 3.

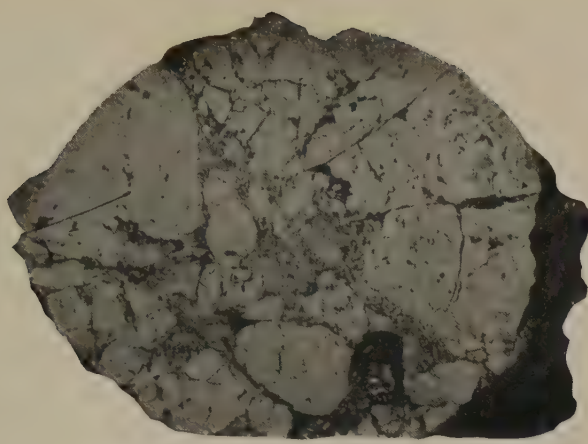


Fig. 1.

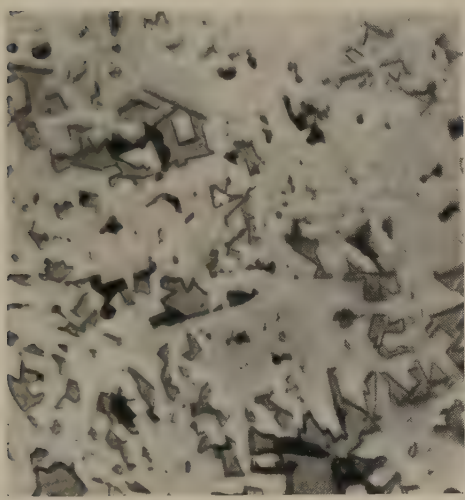


Fig. 2.



Fig. 3.

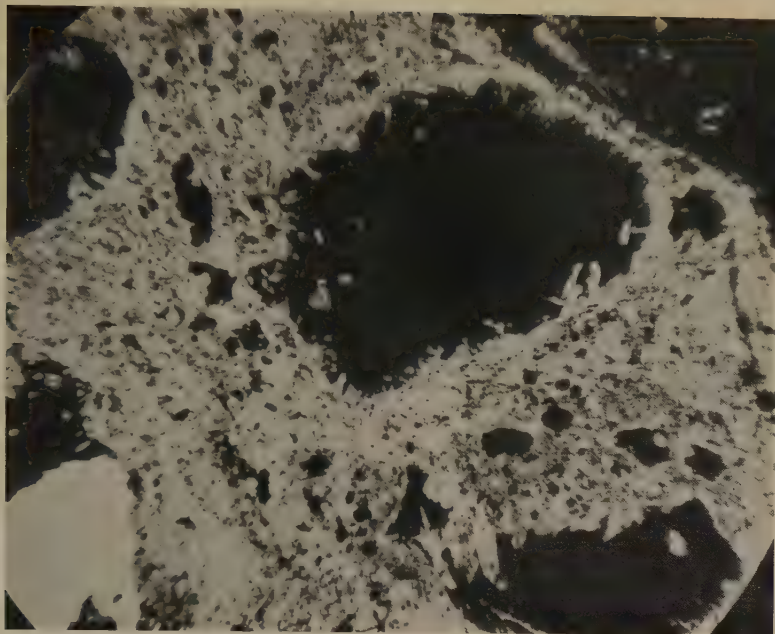


Fig. 1.



Fig. 2.

to a large extent. As mentioned above this was especially the case with the pyrite ore which contained, in places rather abundantly, remnants of sericite-schist and lamprophyric dykes.

The solutions followed several separate channels at the introduction into the ore zone, as is evident from the number of separate bodies of arsenopyrite ore and pyrite ore.

As to the question of the nature of the mineralizing solutions it is convenient to keep the second stage separate in the discussion because of its peculiar paragenesis and the somewhat divergent geological appearance. The arsenopyrite ore and the pyrite ore, on the other hand, have so many qualities in common that they are considered to have been formed under approximately the same conditions.

The paragenesis of the arsenopyrite and pyrite ores with an abundance of minerals as arsenopyrite, pyrrhotite, apatite, rutile and plagioclase and in part also hornblende points to a rather high temperature and pressure at the beginning of each mineralizing stage. On the other hand the later phases of mineralization are characterized by minerals as galena, »sulphominerals», apophyllite, etc., formed at comparatively low temperatures. The paragenesis of these ores evidently embraces a very wide temperature range.

The relations quoted, as the initial intrusive mode of formation of the two types of ores, the textures and structures and the paragenesis, would indicate in each case a hot and rather concentrated ore solution of presumably pneumatoclastic character. That is, the solution in question is considered a rest solution akin to a magmatic — orthotectic — solution but by the high content of volatiles considerably differing from the »dry» magma and forming a transition to hypothermal conditions.

As regards the second stage the lamprophyric magma was intruded to begin with. The ore solutions which followed later were heavily loaded with boron and also some fluorine and contained in addition much silica but only comparatively little sulphur, arsenic and metallic components. This would indicate a very gaseous solution of high temperature and pressure, possibly »pneumatolytic» in nature. This is applicable to the initial stage; during the later stages the mineralization was of a rather low-temperature type as indicated by the mineral pyrrhotite. Also here the range of temperature is exceptionally wide.

The above chapters form a rather brief résumé of the most important facts concerning the Boliden deposit at the present state of the authors' knowledge of the underground geology, and of the laboratory investigation of rocks and ores. The content should be looked upon as preliminary.

nary and the author is fully aware of that future work will furnish new observations which may considerably change the suggestions presented in this paper.

Acknowledgments.

The author is deeply grateful to Mr. OSCAR FALKMAN, President of the Boliden Mining Company, for permission to publish this paper.

The author gratefully acknowledges the many helpful criticisms and suggestions of Professor PER GEIJER, under whose guidance much of the work was carried out. To E. DAHLSTRÖM and E. GRIP, colleagues of the Geological Department of the Company, the author is indebted for their cordial cooperation.

Boliden, Sweden. January, 1938.

Explanation of Plates.

(Leica-Photo BGAB.)

Plate I.

Fig. 1. Breccia with angular inclusions of arsenopyrite ore (medium gray) in quartz with »sulphominerals» (dark, mottled gray). Polished surface, natural size.

Fig. 2. Breccia with angular, partly replaced inclusions of arsenopyrite ore (medium gray) in a groundmass of quartz and sulphides (mottled gray). Polished surface, $\frac{2}{3}$ of natural size.

Plate II.

Fig. 1. Pore or »druse» in arsenopyrite ore filled with pyrrhotite (dark gray). Pleochroism in the arsenopyrite is faintly noticeable. Polished section, $\times 190$. Immersion.

Fig. 2. Framework of arsenopyrite crystals with interstitial pyrite (P) and quartz (black). Polished section, $\times 260$. Immersion.

Fig. 3. Apatite-banded arsenopyrite ore. Apatite dark gray to black; thin, transverse veinlets are later chalcopyrite. Polished surface, $\frac{2}{3}$ of natural size.

Plate III.

Fig. 1. Arsenopyrite ore showing brecciation and beginning replacement by pyrite. Polished specimen from contact between arsenopyrite ore and pyrite ore. $\frac{3}{4}$ of natural size.

Fig. 2. Framework of arsenopyrite crystals with interstitial chalcopyrite (medium gray), quartz (black) and gold (white speck above centre). Polished section, $\times 260$.

Fig. 3. Pore or »druse» in arsenopyrite ore filled with chalcopyrite (medium gray) and cubanite (dark gray). Polished section, $\times 120$. Immersion.

Plate IV.

Fig. 1. Photomicrograph of thin section showing fine-grained tourmaline (mottled gray) brecciating and replacing arsenopyrite ore (black). Black portion in upper right corner is vein-like formation of rutile; the small black specks in the tourmaline are also rutile, $\times 25$.

Fig. 2. Crystals of apatite (dark gray) in apatite-banded arsenopyrite ore (white). Later chalcopyrite (medium gray) in upper left corner and to the left of centre. Polished section, $\times 120$. Immersion.

En bestämning av högsta kustlinjen i sydvästra Hälsingland.

Av

R. SANDEGREN.

(Manuskkr. inkommet 9/3 1938.)

Hösten 1930 syntes i dagspressen en del artiklar med rubriker såsom "Har Voxnan ändrat sitt lopp?" och dylikt. Bakom dessa artiklar låg en intressant iakttagelse, gjord av den kände hembygdsforskaren riksslagsman OLOF JOHANSSON i Edsbyn. JOHANSSON, som med stor ihärdighet arbetade på att samla material till en hembygdsbok, som skulle behandla Ovanåkers socken i Hälsingland,¹ vände sig till Sveriges Geologiska Undersökning med begäran om bistånd i och för ett kapitel om socknens geologi, vilket han önskade skulle ingå i arbetet. Med anledning härav erhöll jag i oktober 1930 uppdrag att resa upp till Ovanåker. Under årstiden ej var den lämpligaste, kunde jag tack vare verksamt bistånd av hr JOHANSSON och tvenne andra ledamöter av Ovanåkers hembygdsförening, hrr P. A. NORIN och E. OLSSON i Vängsbo dock samla så pass mycket iakttagelsematerial, att jag med stöd därav och av föreliggande litteratur kunde utarbeta ett kapitel om traktens geologiska förhållanden, vilket ingår i ovan anförda hembygdsbok.²

Bland det, som Ovanåkerstrakten har att bjuda av geologiskt intresse, uttager den inom socknens sydligaste del uppträdande döda älvfåran och dess fortsättning mot Ö inom Alfta socken ett av de främsta rummen. Denna döda älvfåra, vars utseende framgår av fig. 1, har emellertid intet vare sig med den nutida eller med den preglaciala Voxnan att göra, utan har tjänat som avlopp för en isdämd sjö, som under ett visst skevande av isens avsmältning uppstod S om Homna, SV om Edsbyn, Homnaissjön (fig. 2). Fåran, som har en längd av c:a 4 km, börjar vid västra sidan av den lilla sjön Pottatjärn, där den genombryter en rullstensås, som bildar högsta pasströskeln för den sig mot NV öppnande Långabäcksdalen, vilken intogs av den isdämda sjön, från det att is-

¹ JOHANSSON, O., Ovanåker. En norrlandssockens öden genom seklerna. 271 sid. rikt i. Bollnäs 1937. Utgiven av Ovanåkers Hembygdsförening med anslag av Långmanska kulturfonden. — Arbetet med bokens utgivande kom på grund av JOHANSSONS i mars 1933 inträffade frånfälle att för en tid avbrytas.

² SANDEGREN, R., Ovanåkers sockens geologi. 29 s. 15 textfig.

randen började draga sig tillbaka från nämnda pasströskel och till dess att den kommit NV om det 379 m höga berget Homnaflen, då issjön avtappades Ö ut genom Voxnadalen. Pasströskeln ligger nu inemot 7 m ovan tjärnens vattenyta och c:a 240 m ö. h. Härifrån sträcker sig den döda älvfåran med ett något slingrande lopp mot OSO. Dess västra del utgöres av en från all högre vegetation fri kullerstensbotten, avbruten endast av några smärre tjärnar, vilka ligga i den forna älvens krökbäcken.



Fig. 1. Ett parti av den döda älvfårans västra del. I bakgrunden synes en liten tjärn, belägen i ett av den forna älvens krökbäcken.

bäcken.¹ Längre Ö ut intages fårans botten till stor del av torvmarker, och den slutar med en trattformig mynningsvik vid sydvästra sidan av sjön Bornasen, 225 m ö. h. Allt sökande efter en fortsättning på älvfåran från denna punkt visade sig fåfängt, och den närmast till hands liggande förklaringen på detta förhållande är ju, att avloppsälven här mynnat i det dåtida baltiska havet.

Såsom av kartan, fig. 2, framgår, befinna sig sjöarna Bornasen och Skalen i ett ganska instängt läge, som föga lämpar sig för en skarp bestämning av högsta kustlinjen, helst som terrängen där i stor utsträckning täckes av unga torvbildningar. En sådan bestämning kunde däremot erhållas N om Ovanåkers kyrka å Skallaberget vid Vängsbo och å det VNV om samma by belägna Torraberget. På Skallabergets södra sluttning är moränen kraftigt urspolad upp till 228 m ö. h., där en väldig anhopning av stora, frispolade block möter, och i en fickartad sänka

¹ DE GEER, STEN, Klarälvens serpentinlopp och flodplan. S. G. U. Ser. C. N:o 236, Sthlm 1911.



Fig. 2. Karta över sydöstligaste delen av Ovanåkers socken och angränsande trakter visande fördelningen av land och vatten under det skede, då isranden stod vid Edsbyn. N om Ovanåkers kyrka bilda Torraberget och Skallaberget tvenne större öar, där högsta kustlinjen bestämts, 228 m ö. h.

Ärnerdanför uppträder skiktat strandgrus och sand. Moränen å Skallabergets ovan högsta kustlinjen belägna delar är i allmänhet av en storblockig och rikblockig typ, men å Torraberget är moräntypen mera blockfattig, varför jordarten å bergets högre delar kunnat odlas ned till 228 m:s nivån, där bränningsbearbetningen vidtager.

Då man ju får antaga ett par meters vattendjup i den från Homnais-sjön kommande avloppsälvens mynningsvik, råder ju en så god överensstämmelse mellan de uppmätta höjdvärdena för å ena sidan bottnen i älvfårans mynning, 225 m, och å andra sidan strandmärkena å de nyssnämnda bergen, 228 m, att bestämningen av högsta kustlinjen vid Ovanåker torde få betraktas som fullt tillförlitlig. Detta värde, 228 m, står även i god överensstämmelse med A. G. HÖGBOMS bestämning av högsta kustlinjen till 227 m ö. h. å Bolleberget vid Bollnäs.¹

¹ HОGBOM, A. G., Om högsta marina gränsen i norra Sverige. G. F. F. Bd 18, 1896, S. 485.



W. W. WILKMAN.

Den 26 sistlidne december avled i Helsingfors statsgeologen vid Geologiska kommissionen i Finland, fil. dr W. W. WILKMAN. Han har till fromma för den finska geologiska forskningen utfört ett livsverk, vilket är värt att ihågkommas och äras i hela Norden.

W. W. WILKMAN föddes den 13 mars 1872, blev student 1889 och filosofie kandidat vid Helsingfors Universitet 1895. Redan under sin studietid, år 1892, inträdde han i tjänst vid Geologiska kommissionen som extra geolog. Man kan säga, att han var den yngste bland den generation av geologer, vilken under de stora forskarnas, WILHELM RAMSAYS och J. J. SEDERHOLMS ledning, införde de moderna åskådningarna i Finland samt i huvudsak verkställde landets geologiska utforskande, vilket allt varit till nytta för och givit upphov till nya initiativ inom urbergsgeologin över hela världen.

WILKMAN arbetade länge som extra tjänsteman och i en till det yttre obemärkt ställning, men redan hans tidigaste kartläggningar voro av stor betydelse för många av Kommissionens publikationer samt för den blivande uppfattningen angående förhållandena mellan de olika forma-

tionerna i östra Finland. Först år 1919 blev WILKMAN assistentgeolog, 1932 statsgeolog och 1936 hedersdoktor. Sedan 1913 var han medlem av Geologiska Föreningen i Stockholm.

WILKMANS egen författareverksamhet tog sin början år 1912 med en avhandling rörande kvartära nivåförändringar i östra Finland, men senare specialiserade han sig allt mera uteslutande på kartläggning och undersökning av berggrunden, på vilket område han bland finska geologer äger förtjänster, ensamma i sitt slag. Han har kartlagt stora områden av östra, mellersta och norra Finland, ensam sammanställt berggrundskartbladen Nurmes, Kajaani och Kuopio av Geologisk översiktskarta över Finland, samt i samarbete med sina kolleger bladen Joensuu och Kuolajärvi. Han blev framför allt specialist på östra Finlands karelska skifferformationer samt på de s. k. centralgraniterna.

WILKMANS intresse för kartbladsarbetet, hans ansträngningar att få kartbladen så detaljerade och naturtrogna som möjligt samt hans strävan till noggrannhet och fullständighet vad beskrivningarna beträffar voro så stora, att volymen av hans övriga avhandlingar blev mindre. Den omfattar dock ett tiotal skildringar av intressanta tektoniska och stratigrafiska detaljer från östra Finlands skifferområden (bottenformationerna vid Mölö, Kuopio-traktens kvartsiter och Tohmajärvikonglomeratet) samt av säregna magmabergarter (diabaserna i norra Savolax, mellersta Finlands unakiter, syeniterna i Nilsjä och effusivbergarterna i Saarijärvi).

WILKMANS starka sida var just det, att han inskränkte sig till och koncentrerade sig på kartbladsarbetet, vari han utvecklade sig till den främste bland Finlands geologer. Om något, har detta arbete ett bestående värde, vilket alltid blir uppskattat av fackmän, oberoende av att uppfattningarna förändras och vetenskapen gör framsteg.

WILKMAN dog mitt under sitt arbete, innan han hunnit helt slutföra beskrivningen till Kuopio bergartskarta. Under de senaste somrarna kartlade han ånyo det omväxlande och intressanta s. k. Koli-Kaltimokvartsitområdet SW om Pielisjärvi. Men icke endast sina i tryck utgivna arbeten, utan även sina arbetskartor och dagboksanteckningar utförde WILKMAN med samma synnerliga omsorg. Allt det av honom insamlade materialet, vilket är oerhört mycket större än någon annan geologs i Finland, är ordnat och redigt, färdigt för kommande forskare.

W. W. WILKMAN var som människa öppen till sin natur och hjärtlig. Hans kolleger höllo uppriktigt av honom och på landsbygden, där han rörde sig bland folket, var han överallt gärna sedd.

Erkki Mikkola.

Grönstenarnas placering inom Västerbottensfjällens kambrosilurstratigrafi.

Av

OSKAR KULLING.

(Manusk. inkommet $\frac{3}{8}$ 1938.)

Under den geologiska översiktskarteringen av Västerbottensfjällen ha de talrikt förekommande eruptivbergarterna ägnats långt större uppmärksamhet än de dem omgivande sedimenten. Petrografiska synpunkter ha ställts i förgrunden, och stratigrafiska data ha i de flesta fall ej ägnats större uppmärksamhet.

Väsentliga förutsättningar för tydandet av de olika eruptivbergarternas åldersställning och inbördes samhörighet utgör kännedomen om de primära lagerföljdsförhållandena. Då dessa förutsättningar för stora delar av fjällområdet ifråga i rätt stor utsträckning saknas, kunna de försök, som gjorts att generellt åldersindela eruptiven, ej ha alltför stor bärkraft. Vilka eruptiv, som böra hänföras till den ena eller andra magmatiska aktivitetsperioden, är därför ännu föremål för debatt. Tack vare välvilligt tillmötesgående av Chefen vid Sveriges Geologiska Undersökning, överdirektör Axel Gavelin, fick jag tillfälle att sommaren 1937 göra en veckas exkursion inom vissa delar av Västerbottensfjällen. Det är särskilt på grund av de därvid gjorda iakttagelserna, som det blivit möjligt att ta upp mesketgrönstenarnas åldersställning till prövning samt i anslutning därtill även beröra vissa andra av Västerbottensfjällens bergartsserier.

När namnet Mesket första gången kom in i den geologiska litteraturen genom prof. QUENSEL (10), var det för att namnge ett grönstensagglomerat efter sin fyndlokal. Med Mesketagglomeratet avsågs den effusiva grönstensbreccia, som påträffats i östra branten av fjälltoppen Mesket och som därifrån kunde följas mot NÖ och SÖ.

Utan att några åldersbestämmande data åberopades framkastade QUENSEL 1922 en förmodan om att agglomeratet ifråga vore likåldrigt med grönstenseffusiven inom Trondhjemsfältet. Snart övergavs emellertid denna uppfattning av QUENSEL och hans medarbetare, och Mesket-

formationen, som grönstensserien nu kallas, ansågs ligga strax ovan en stor diskordans inom kaledoniska geosynklinalens kambrosilurbildningar, medan Trondhjemsfältets grönstenseffusiv, bymarksgrönstenarna, lågo under en stor diskordans (11). Den förmodade bristande överensstämmelsen i stratigrafisk position mellan de olika fältens grönstenseffusiv skulle enligt Quensel tala mot likåldrighet. Han förutsatte därvid tydligen bl. a., att en enda, stor diskordans förefanns inom vartdera av de tvenne områdena, samt att det vid denna tidpunkt redan ådagalagts, vad som ursprungligen legat uppåt inom de undersökta lagerföljderna inom Västerbottensfjällen.

I en monografi över berggrunden inom Södra Storfjället (4) utvidgade BESKOW 1929 begreppet Mesket till att omfatta en formation, rymmande ganska olikartade led. Huvudparten av BESKOWS Mesketformation var visserligen basiska effusiv, men intermediära och sura ytbergarter inbegreps även liksom lerskiffrar, kvartsiter och andra sediment, som påträffats i intimt förband med de ytvulkaniska bergarterna.

Samma år som avhandlingen över Södra Storfjället utkom — fast senare på året — trycktes BACKLUND-QUENSELS berggrundskarta över Västerbottensfjällen (1). Å denna karta har begreppet Mesket fått en något annan innebörd än tidigare. Det talas där ej blott om effusiv av basaltisk sammansättning, utan även om en serie ytbergarter, som i sammansättning växlade från basiska led till keratofyrer. Det betonas, att de primära strukturerna äro väl bibehållna. Vid sidan av Mesket-effusiven ställdes en annan serie eruptivbergarter av starkt omvandlade »gabbromagmatiska djup- resp. ytderivat», som benämndes »grönstenar av Lastarfjällstyp och grönstensskiffrar av Järvfjällstyp».

I min framställning rörande stratigrafien inom centrala delen av Västerbottensfjällen (9), behandlas även mesketgrönstenarnas ålder. Där framläggas en del omständigheter, som tyda på att »effusiven av Meskettyp» samt en del av »grönstenarna av Lastarfjällstyp och grönstensskiffrarna av Järvfjällstyp» höra till en och samma vulkaniska epok av säkerligen ordovicisk ålder, Mesketserien i min bemärkelse. En annan del av Lastarfjälls-Järvfjällsgrönstenarna för jag till en yngre, silurisk fas, som representerar gabbroida intrusioner, stelnade på högre eller lägre nivåer inom geosynklinalsedimenten. Som äldre än de olika grönstensbergarterna räknas de ultrabasiska olivinstenarna.

Det finnes ganska ringa överensstämmelse mellan den stratigrafi, som framkommit vid undersökningarna inom centrala Västerbottensfjällen, och den, som uppställts för nordligare delar av fjällområdet. Särskilt ha de effusiva grönstenarna fått helt olika placering.

I det följande kommer jag att framlägga de omständigheter, som torde ådagalägga, varför någon bindande konnektering mellan ifrågavarande

mråden och med det förhandenvarande tillgängliga materialet ej gärna ar möjlig.

Under de sistförflutna åren fram till nuvarande tidpunkt har stratigrafien inom Västerbottensfjällens kambrosilur, inklusive mesketgrönstenarnas placering inom sedimentpacken, endast undantagsvis varit ppe till debatt.

Då T. DU RIETZ i ett föredrag (6) använder namnet Mesket för vissa rönstenar inom nordligaste delen av Jämtland, tar prof. H. BACKLUND ill orda häremot samt framhåller, att han fortfarande anser, att Mesketgruppen å ena sidan och Lastarfjälls- och Järvfjällsgrönstenarna å len andra voro strängt åldersskilda (2). Men till BACKLUNDS deklaraion fogas ej någon motivering. Ej heller har någon sådan senare framörts, ehuru deklARATIONEN återupprepats (3).

Denna omständighet samt en anmodan att ta ställning till de senaste diskussionsinläggen föranledde mig att besöka de båda typområdena för mesketgrönstenarna, Mesket-Gabbi-området och Södra Storfjället, somnaren 1937.

Mesket-Gabbi-området med angränsande fjällryggar. Området ligger inom nordvästra delen av Västerbottensfjällen, 10—15 km NÖ om Överuman. Kartan å fig. 1 lämnar en översikt över områdets bergartsserier i enlighet med BACKLUND-QUENSELS karta. Mesketgrönstenarna och kvartsitkonglomeratet inom området ligga i rätt högmetsnorf miljö med sedimenten i glimmerskifferstadiet. Mot V sjunker metamorfosen sakta. På grund av områdets metamorfos är Mesket-Gabbi-trakten ej särdeles ämplig som stratigrafiskt nyckelområde. Den höga metamorfosen med mineralnybildning utmed de ursprungliga strukturplanen i bergarterna gör det svårt att differentiera upp de nu rätt mototoniserade sedimenten samt lokalisera primära diskontinuitetsytor i lagerföljden eller ta till hänsyn till genom glidningar och sammanskjutningar förorsakade komplikationer.

BESKOW har 1929 (4) lämnat ågra data från Mesketformationens bergartsväxling längs en

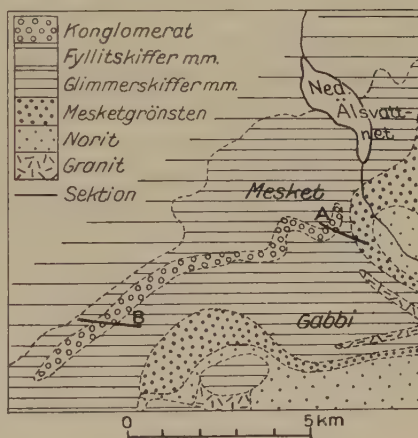


Fig. 1. Kartskiss över Mesket-Gabbi-traktens berggrund. Efter BACKLUND-QUENSELS Västerbottensfjällkarta (1). Skala 1 : 200 000. A och B tvenne uppmätta berggrundssektioner, se fig. 2 och 3.

bäck i Gabbitoppens nordöstra brant. Han anser, att grönstensserien här är inverterad, men någon motivering till detta antagande framlägges ej. De mesketgrönstenarna omgivande bergartsserierna upptagas ej till närmare behandling.

QUENSEL beskriver (11) 1931 helt kortfattat en berggrundssektion längs en bäck, också den från Gabbitoppens nordöstbrant. Inom Mesketformationens basiska ytbergarter urskiljer han ett stort antal olika typer, såsom agglomerat, lapillilager, askbäddar, lavanivåer och vulkaniska bomber. Det betonas samtidigt, att metamorfosen i tvenne zoner i bäckskärningen är ganska intensiv med delvis sekundärbandning hos bergarterna. Ovan mesketbergarterna, framhåller QUENSEL vidare, anstå i passet mellan Mesket och Gabbi »de bergarter, som äro kännetecknande för vad som antages vara vojtjakonglomeratets liggande, staurolitskiffrar och den ur kalksandstenen utgångna täta hallonfärgade seveskiffern». Det ovan följande vojtjakonglomeratet anses ha vulkaniskt material som cement.

QUENSEL synes av det ovan anförda citatet att döma vara av den uppfattningen, att Mesketformationen i området ifråga låg rättvänd och ej inverterad, som BESKOW förmodat. Men omedelbart efter det ovan anförda citatet tillfogar QUENSEL, att han anser, »att den betydelsefulla diskordans, som konglomeratet säkerligen representerar i geosynklinal sedimentationen, sammanfaller med ingressen till den vulkaniska verksamheten». Med denna vulkanism avses synbarligen Mesketvulkanismen.

Det torde vara givet, att om Mesketvulkanismen stode i en så omedelbar relation till vojtjakonglomeratet, som i det sist refererade förmodats, skulle grönstenseffusiven och konglomeratet följas åt i fält, i all synnerhet inom det ifrågavarande Mesket-Gabbi-området. Det göra de emellertid ej. Utan de båda serierna ha, som översiktskartan visar, ej obetydligt mäktiga glimmerskifferbergartsserier mellan sig. De båda serierna gå exempelvis fram på var sin sida av Gabbimassivets glimmerskiffrar.

Redan före mitt besök inom Mesket-Gabbi-området kunde jag av QUENSELS observationsmaterial sluta till, att analogierna mellan stratigrafien i detta område och i centrala delen av Västerbottensfjällen voro ganska stora. I båda fälten skildes nämligen grönstenseffusiv från ett högre upp i lagerserien liggande kvartsitkonglomerat genom delvis klastiska sedimentserier. Denna omständighet var det, som kom mig att använda Mesketnamnet även för de sydligare grönstenseffusiven.

Mina undersökningar inom Mesket-Gabbi-området sträcka sig över knappa två dagar samt kunna sägas resultera i tvenne uppmätta detaljsektioner genom berggrunden från vojtjakonglomeratet och nedåt.

Sektionernas lägen finnas in-tecknade å översiktskartan. Den nordligaste sektionen följer i stort en bäck uppför Mesket-Gabbi-massivets nordöstra brant till västra delen av en flack dalsänka mellan de båda topparna. Min sektion ligger antagligen N om BESKOWS och QUENSELS sektioner.

I Meskettoppens sydöstra brant, ned mot den ovannämnda, högtbelägna dalsänkan, anstår en mäktig serie av sediment, som nu upp-



Fig. 2. Sektion från Mesket-Gabbi-massivets nordöstra sluttning, från dalslätt mellan topparna ned till fjälldalen NÖ om massivet. Kartsektion A å fig. 1.

träda som granatglimmerskifferar. De torde närmast motsvara den bergartsserie, som i lägre metamorf dräkt av mig benämnts Lövfjälls-serien. Inom centrala Västerbottensfjällen var den representerad av kalkhaltiga fylliter, grova lerskifferar samt sandiga fylliter. I de undre, närmare undersökta delarna av branten stupar granatglimmerskiffer-serien nordnordvästligt.

Genom den lilla dalslätten nedanför granatglimmerskifferbergbranten etar sig en liten bäck fram mot Ö. I Ö drar dalen ihop sig, och bäcken bildar en serie forsar och fall under sin fortsatta väg ned till den stora dalgången i Ö, genom vilken Nedre Älsvattnet avvattnas. Sektionen i fig. 2 har, som sagt, uppmåtts huvudsakligen utefter bäcken från den lilla dalslätts västra del ned till den stora fjälldalen i Ö. Bäcken går något snett i förhållande till bergarternas strykningsriktningar. De nämta mäktigheterna ha därför reducerats till vinkelrätt mot strykningen och representera i sektionen lagermäktigheter.

Överst i sektionen, sektion A å kartan, komma hållar av en gråsvart skifferbergart, som trots den höga metamorfosen på grund av sin kolhalt bibehållit ett tämligen primärt utseende. Samma bergart fort-

sätter NV om sektionen, och skifferseriens mäktighet uppgår nog till något 100-tal m. Efter enstaka hållar av glimmerkärvfyllit kommer ett konglomerat, vars blottade mäktighet är c:a 20 m. Konglomeratet för bollar av hård kvartsit samt grönsten. Det får genom denna sammanställning en gropvittrande yta, då grönstensbollarna vittra långt hastigare än kvartsitbollarna. I sektionsavsnittet är konglomeratet rätt kraftigt pressat. Bergartsserierna SÖ om konglomeratet kunna lämpligen indelas i trenne grupper. Den övre utgöres av kalkstenslinliga kalkglimmerskiffrar till kalkglimmerfylliter. Den mellersta uppbygges av samma slags kalkrika sediment men med upprepade bankar av grönsten. Den understa består av grönstenar från finkorniga typer till hornbländeporfyrer och grönstensagglomerat.

Undersökningen ger vid handen, att den samlade grönstenslagerföljden i sektionens undre del är över 300 m mäktig. C:a 300 m uppåt i lagerserien räcker sedan växellagringen mellan grönstensbankar och de kalkrika sedimenten. Grönstensbankarna bli uppåt alltmer sporadiska. Det antyder, att den vulkaniska verksamheten så småningom mattats av samt ägt rum inom ett submarint avlagringsområde, där sedimentationen var rätt kalkrik. Den översta avdelningen under konglomeratet är c:a 150 m mäktig samt mindre väl blottad i sina övre delar. Inom de kalkrika skikten ha kalkstenslinserna i flera fall former, som låta förmoda, att det rör sig om metamorfa, rätt omkristalliserade fossil, antagligen företrädesvis kolonier av tabulater.

Vid jämförelse mellan sektionens stratigrafi och densamma inom centrala Västerbottensfjällen motsvara lerskiffrarna ovan konglomeratet närmast de s. k. brokenskiffrarna, konglomeratet med kvartsit- och grönstensbollar ekvivalerar vojtkonglomeratet, som visserligen i allmänhet är ett monomikt kvartsitkonglomerat men som i det sydligare området någon gång kan föra även grönstensbollar, exempelvis i trakten av Rönnbäcksjön (9, sid. 209).

Den kalkrika, mäktiga bergartsföljden i konglomeratets liggande åter motsvarar i läge den s. k. Gilliksserien, som har en växlande sammanställning, i allmänhet med övervägande klastisk karaktär. Från samma trakt, där inom centrala Västerbottensfjällen grönstensbollar deltog i vojtkonglomeratets uppbyggande, ingå dock helt övervägande ler- och margskiffrar i gilliksbergarterna. Mesketgrönstenarna motsvara de likabenenämnda basiska effusiven inom det sydligare området, där den ytvulkaniska karaktären hos grönstenarna är bevarad i vissa områden.

En olikhet med de sydligare trakternas lagerföljd bör slutligen omnämnas. Mesket-Gabbi-området saknar den kalkstensserie, som inom

centrala Västerbottensfjällen vanligen, ehuru ej alltid, överlagrar vojttjakonglomeratet.

Den andra uppmätta sektionen, sektion B på kartan, från området nordöst om Överuman ligger c:a 6 km V om Gabbitoppen, i västsluttningen på den höjdrygg, som från Mesket-Gabbi-massivet går mot SV. Sektionen är delvis uppmätt längs en mindre bäck. Den återfinnes fig. 3.

Sektionen har, som synes, fyra olika konglomeratnivåer. De tvenne översta torde tillsammans motsvara Vojtjaserien. Glimmerskiffer-

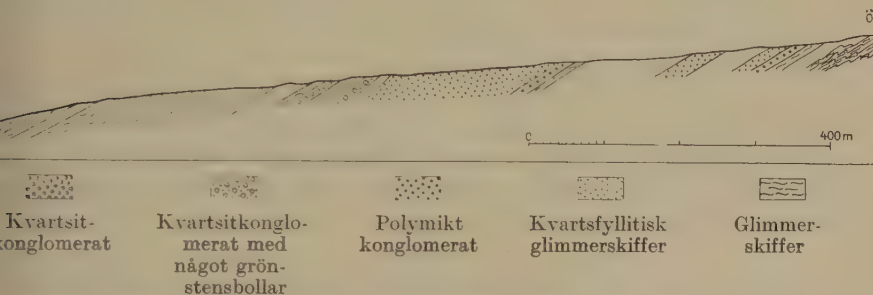


Fig. 3. Sektion från fjällsluttning c:a 6 km V om Gabbi. Kartsektion B å fig. 1.

Bergarterna ovan översta konglomeratet ha upprepade granatförande led. Granathornbländeglimmerskiffrar ha noterats i understa delen av den västligaste avdelningen å figuren samt mörkgrå lerglimmerskiffrar ett stycke ovan översta konglomeratet. Detta är ett pressat kvartsitkonglomerat. Under konglomeratet kommer grå, finkornig granatglimmerskiffer och så åter kvartsitkonglomerat. Detta senare har dock till skillnad från det övre enstaka bollar av grönsten. De båda konglomeraten jämte mellanlagrande led ha c:a 40 m:s mäktighet.

Den över 100 m mäktiga serie av hårda, grå kvartsfyllitiska glimmerskiffrar, som följa, ha i sin övre del linsformiga partier av granathornbländebergarter. Nästa led är åter ett konglomerat. Det är c:a 10 m mäktigt samt innehåller ett flertal olika bolltyper. Men då bollarna äro glimmerskifferstadiet samt blivit genomgående starkt pressade, ha bollarnas primära karaktär ej närmare fastställts. Inga bolltyper av säkra eruptivbergarter noterades emellertid.

Det understa konglomeratet är även polymikt. Vanligaste bolltypen är kvartsit. I de mjuka glimmerskiffrar och grova granatförande glimmerskiffrar, som bilda sektionens östligaste del, ha glidningar inom och sammanskrynklingar av bergarterna ägt rum i en utsträckning, som kom mig att avbryta mätningarna. Tät dimma hindrade sedan planerad komplettering av mätningarna ned till mesketgrönstenarna

i Ö, vilka enligt BACKLUND-QUENSELS karta skola komma efter en kort sträcka.

Vid jämförelse mellan de båda sektionerna faller den olika utbildningen hos sedimenten under Vojtjaserien i ögonen. Det är något anmärkningsvärt, då avståndet mellan sektionerna endast är c:a 7 km. Emedan i sektion A de karbonatrika serierna ej återfunnits i sektion B, men de genom sin växellagring med grönstenar visat sig vara rätt nära anknutna till liggandets samlade grönstenseffusiv, torde förhållandet vara det, att de kalkrika serierna återfinnas i den östra fortsättningen på sektion B samt att de kvartsfyllitiska glimmerskiffrarna och de undre, polymikta konglomeraten, som tillsammans representera en klastisk serie, tunnats ut mot Ö till NÖ.

Bergartsföljden under Vojtjaserien i den västra sektionen motsvarar den klastiska faciesutvecklingen av Gilliksserien inom centrala delen av Västerbottensfjällen, där enligt min tidigare utredning kvartsiter och konglomeratbergarter i stor utsträckning karakterisera leden mellan Vojtjaserien och Mesketserien.

Södra Storfjället. I sin avhandling över Södra Storfjället uppställer BESKOW följande stratigrafi för området:

Mesketformationen, uppbyggd huvudsakligen av grönstenseffusiv. Keratofyriska effusivbergarter liksom även sedimentära led finnas mellan grönstensbäddarna. På gränsen mot följande avdelning påträffas ofta en karbonatbetonad serie med kalksten och kalkcementerat agglomerat.

Kvartsitkonglomerat, som förmodas motsvara vojttjakonglomeratet inom centrala Västerbottensfjällen.

Den övre kvartsitskifferformationen med konglomeratnivåer.

Konglomerat med grönstens- och kvartsitbollar; är ej alltid utbildat. Grönstenslavabädd; saknas ibland.

Kalksten; en uthållig horisont.

Den undre kvartsitformationen. Under denna kommer enligt BESKOW en granitintrusion, så att kvartsitformationens liggande ej skulle vara känt.

Denna BESKOWS stratigrafi går ej att återfinna någonstans inom övriga delar av Västerbottensfjällen. Och den synes ej heller vara för handen mer än inom en begränsad del av Södra Storfjället. Det framgår bl. a. av BESKOWS karta över Södra Storfjällets berggrund. Denna karta kommer jag i det följande att ofta hänvisa till och förutsätta som bekant.

Å BESKOWS karta uppdelas Mesketformationens basiska vulkanprodukter i kloritskiffermetamorfa och amfibolitmetamorfa serier. Å

BACKLUND-QUENSELS Västerbottenskartor ha de kloritskiffermetamorfa grönstensderivaten i Södra Storfjället räknats till Lastarfjälls-Järvfjällsgrönstenarna, medan de amfibolitmetamorfa hänförs till Mesketypen. Som i det föregående omnämmts, anser BACKLUND de båda grönstensserierna strängt åldersskilda. Han tar alltså avstånd från BESKOWS indelning. Men å BESKOWS karta liksom senare å berggrundskartan över Västerbottensfjällen gå de olika grönstensserierna i kontakt med varandra och i en del fall utgöra de varandras fortsättning. Hur detta kan förenas med påvisbar sträng åldersskillnad mellan dem, torde vara svårt att förklara, i all synnerhet när de amfibolitmetamorfa hänförs till den effusiva grönstensserien.

Vad beträffar BESKOWS »övre» och »undre» kvartsitformationer framkastade jag 1933 i min förut nämnda avhandling en förmodan om att man kanske kunde sätta likhetstecken mellan dem samt anse dem med mellanliggande ihållande kalkstensstråk representera ett synklinallparti, som blivit överveckat mot SÖ. Även framhölls, att ett flertal olikheter förefanns mellan BESKOWS stratigrafi och den, som härskade inom till Södra Storfjället gränsande områden.

I det följande framläggas de omständigheter, som föranledde mig att helt frågå BESKOWS stratigrafi samt uppställa en ny, som går att konsekutera med centrala Västerbottensfjällens. I denna nya stratigrafi representerar, som jag tidigare antagit, den »övre» och den »undre» kvartsitformationen en och samma serie. Det kalkstensstråk, som å BESKOWS karta löper mellan de båda kvartsitformationerna, räknas av mig till Slättdalsserien. Och kvartsitkonglomeratet, som går i kontakt med kalkstenen, hänföres till Vojtjaserien. BESKOWS vojtkonglomerat motsvarar dels en konglomerathorisont inom Gilliksserien, dels är det ett verkligt vojtkonglomerat. BESKOWS undre grönstenseffusiv lyftas upp ovan mesketgrönstenarna. Dessutom urskiljes en serie intrusiva, gabbroida grönstenar, som äro avsevärt yngre än de tvenne effusiva grönstensserierna.

I de olikartade bildningar, som BESKOW hänfört till Mesketseriens vulkaniska tuffserier påträffas i stort utsträckning rent sedimentära led såsom märelskiffrar, kvartsiter och konglomerat, vilka i viss utsträckning torde vara i grönstensserien nedveckade, yngre bergartsled.

Vid beskrivningen av de nya undersökningsresultaten behandlas r a k t e n N o m s j ö n R o p e n först. I detta område finnes den »övre» och »undre» kvartsitformationen liksom det ihållande kalkstensstråket mellan dem väl utbildade.

BESKOW har N o m kalkstensstråket och i kontakt med detsamma dels en grönstensbädd, dels en konglomerathorisont. Å hans karta å de båda bergarterna ingenstädes i kontakt med varandra utan

förekomma endast i varandras strykningsriktning. Enligt BESKOW är grönstensens stratigrafiska plats mellan kalkstenen och konglomeratet. Han synes härvid stödja sig på tvenne omständigheter; dels kommer det in grönstensbollar i konglomeratet, vilket enligt hans uppfattning skulle ingå som led i en rättvänd och ej inverterad lagerföljd, stupande åt N, dels tolkar han en kalkhaltig horisont på gränsen mellan kalkstenen och konglomeratet inom ett område, där ingen grönsten finnes utbildad, såsom vulkanisk tuff, hörande genetiskt samman med grönstenslavan.



Fig. 4. Sektion från området SV om Mortotjäkko längs bäck Ö om Rajastjäkko.

I den bäckskarving Ö om Rajastjäkko, varifrån BESKOW omnämnt sin enda lokal för sådan vulkanisk tuff, har jag studerat själva kontaktzonen mellan kalkstenen och konglomeratet men ej sett till någon bergart, som skulle kunna tydas som vulkanprodukt. Vad den andra omständigheten beträffar, att lagerserien N om kalkstenshorisonten skulle vara rättvänd, delar jag ej BESKOWS uppfattning. Utan jag vill göra gällande, att lagerföljden i stället är inverterad från kalkstenshorisonten norrut till och med södra delen av mesketamfibolitområdet i Mortotjäkkofjället. Utgående från denna uppfattning bör konglomeratet, som för grönstensbollar av grönstenshorisontens sammansättning, ligga mellan grönstenen och kalkstensnivån. Detta är fallet å en lokal V om den av BESKOW omnämnda. De omständigheter, som komma mig att anse lagerföljden för inverterad, torde framgå närmare i det följande.

I den ovan omtalade bäcken Ö om Rajastjäkko är berggrunden rätt väl blottad från kalkstenshorisonten mot N. Sektionen i fig. 4 är mätt här.

Den sydligaste horisonten i sektionen utgöres av biotitkvartsfyllit med en nivå av konkretionsliknande eller körtelartade kärnhornblände-



Fig. 5. Kärnhornbländerika linser eller körtlar i biotitkvartsfyllitisk bergartsserie. Säckskärning Ö om Rajastjälko. Inom den sydligaste horisonten av sektionen, fig. 4.

ika bildningar. Som synes å fig. 5, förekomma körtlarna ganska ore-
elbundet som rundade till elliptiska linser. Deras begränsning mot
sidostenen är ej fullt skarp, och hornbländenaåarna visa en tendens mot
concentrisk anordning. Sådana och likartade bildningar ha träffats
även annorstädes inom Södra Storfjället och Mesket-Gabbi-området.
På grund av de flytande gränserna mot sidostenen kunna de ej represen-
tera konglomeratbollar av amfibolitisk grönsten, utan de synas ha fått
sin nuvarande utbildning i samband med omgivande sedimentbergarts
metamorfos. Inom de lägre metamorfa centrala delarna av Västerbot-
tensfjällen, där sedimenten ej nått upp i biotit-kärnhornbländestadiet,
synas de saknas. Inom Södra Storfjället finnas även här och var inom
sedimenten konforma kärnhornbländerika, smala nivåer, som till sam-
mansättning äro kärnhornbländekörtlarna mycket analoga. Även ha
 dessa nivåer oskarpa kontakter mot sidostenen. De torde därför ej re-
resentera lagerintrusioner utan utgöra genom metamorfosen bildade
paraamfiboliter. Jag räknar även de ovan nämnda körtlarna som
sådana paraamfiboliter. Fig. 6 visar ett par sådana körtlar, dels med
skarp begränsning, dels med rätt distinkt gräns mot sidostenen. Ibland
synas små kvartsådror löpa genom körtlarna eller utmed kärnhorn-

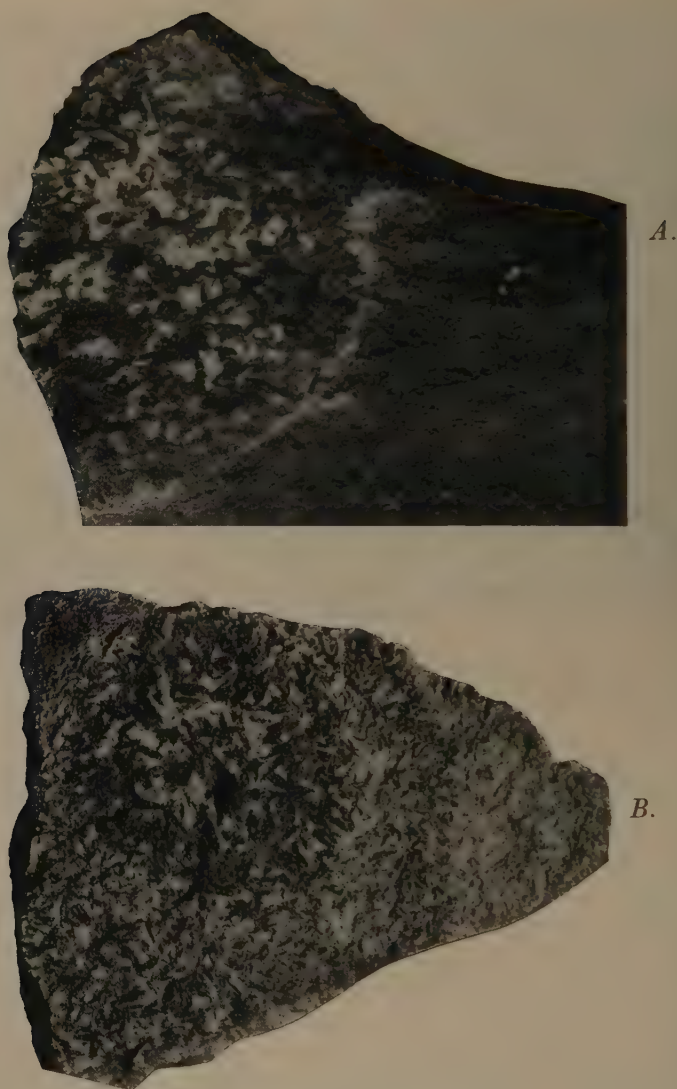


Fig. 6. Kärnhornblenderika körtlar från biotitkvartsfyllitserien. A förskriver sig från lokalen å fig. 5. Gränsen mellan körteln och sidostenen är rätt skarp. B är tagen från motsvarande serie längre västerut, vid Durjenjokk. Gränsen är här flytande. Sidostenen är i båda bergartsstyckena till höger.

bländeskikten, och det förefaller, som om dessa skulle ha ett visst genetiskt förband med samt befordra omkristalliseringen till paraamfiboliter hos de partier, som på grund av sin sammansättning ha förutsättningar härför.



Fig. 7. Slätdalskalk med ovanliggande vojttjakonglomerat i bäckskärning Ö om Rajastjäkko. Se sektionen, fig. 4. Mannen håller handen vid kontakten mellan de båda serierna. Bergartsserien anses inverterad.

Nästa avdelning i sektionen utgöres av grå kärvfyllit till grov kalkfyllit c:a 18 m mäktig. Den följes av den förut omtalade kalkstensserien, som är marmoriserad med tätt liggande, tunna, vita marmorbankar, mellanlagrade av svartgrå, oren marmor. Mer märkliga nivåer finnas även inom serien. I de mörka bankarna påträffades fossil. Någorlunda bevarade voro endast stjälkleder av pelmatozoer. Kalkstensseriens mäktighet uppskattas till c:a 20 m.

Ovan kalkstensserien kommer ett typiskt vojttjakonglomerat. Kontaktzonen mellan kalkstensserien och konglomeratet synes å fig. 7. Det var här, som Beskow antagit en horisont av grönstenstuff. Konglomeratet är ett monomikt kvartsitkonglomerat med ungefär samma slags bolltyper, som jag beskrivit från typlokalen vid Vojttajaure (9, sid. 277). Sedan följer en mindre väl blottad bergartsserie, först biotitfyllit, som går i kontakt med konglomeratet, sedan följa mörkgrå fyllitskiffrar. Längre mot N kommer grå biotitfyllit och biotitkvartsit med rätt spridda konglomeratbollar av amfibolit. Å fig. 4 betecknas avdelningen som konglomerat. Den följande avdelningen utgöres av mörkgrå glimmerfylliter. Skiktningen är här flerstädes rätt tydlig.

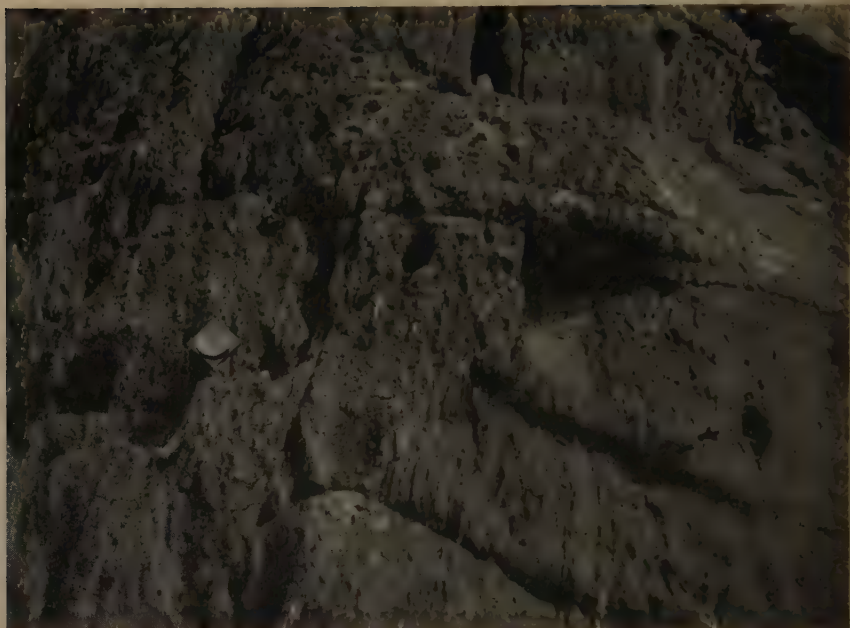


Fig. 8. Polymikt konglomerat från bäckskärning Ö om Rajastjälko. Från nordligaste delen av sektionen, fig. 4.

Mäktigheten uppgår till c:a 60 m. Den följande skifferserien kan karakteriseras som mörkgrå till svartgrå fyllitlerskiffrar och biotitfylliter; mäktighet c:a 70 m. Polymikt konglomerat kommer som nästa led. Konglomeratet är rätt finbolligt, kalklinsigt samt fossilförande. Fossilerna sitta i kalklinserna samt äro omkristalliserade och ofta rätt pressade. Det ser ut att ha varit företrädesvis koraller, bl. a. tabulater. Men några bestämbara prov ha ej erhållits, om man bortser från stjälkleder av pelmatozoer. Bollmaterialet utgöres av huvudsakligen sandstenar och skiffrar, bl. a. noterades svarta skifferframgent med svart streck, ev. alunskiffer. Detta konglomerat skulle närmast kunna jämföras med polymikta gilliskonglomerat från centrala delen av Västerbottensfjällen, men jag har ej påträffat de kvartsalbitgranit- och kvartsalbitporfyrbollar, som i det senare området utgjorde en ej obetydlig komponent i konglomeratet. En typisk bild av det polymikta konglomeratet finnes å fig. 8. Mäktigheten uppskattas till 10—15 m. Det översta ledet i sektionen är en svartgrå, grov skiffer med kalklinser.

N om den rätt väl blottade sektionen äro mina observationer ej så rikliga. Stupningsförhållandena äro därjämte något mer varierande än inom sektionen. Uppskattningsvis anslår jag den följande sediment-

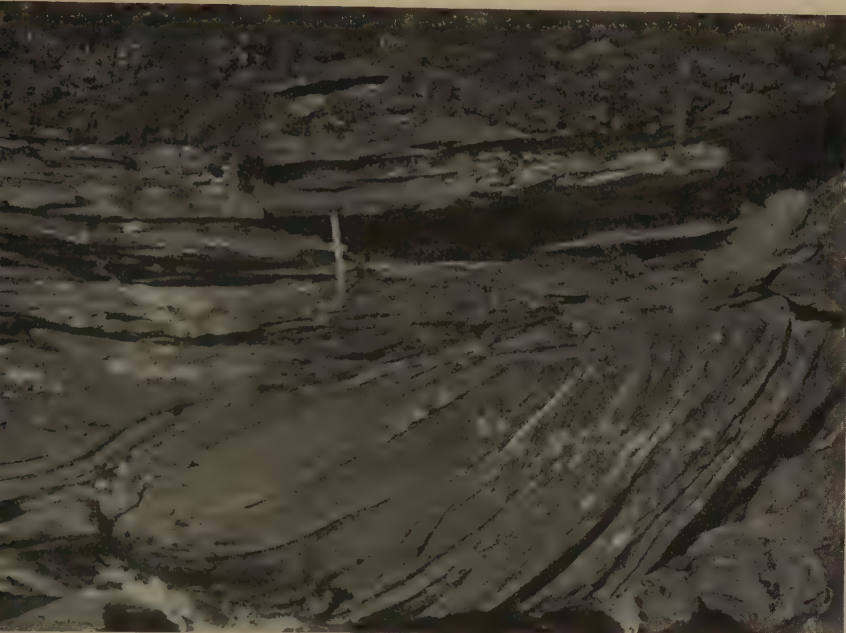


Fig. 9. Kontaktzonen mellan polymikt konglomerat, upptill, och kalkstensserien, nedtill, vid Durjenjokk, N om Ropens V del. Kalkstensserien bildar en tektonisk diskordans mot det ovanliggande konglomeratet, vars konglomeratstruktur ej framträder å bilden. Se närmare förklaring i texten.

seriens mäktighet fram till det primära liggandets mesketeruptiv till 450 å 500 m. Inom sedimentserien dominera mörkgrå biotitkvartsfylliter med nivåer av grå glimmerfylliter och kalkfylliter. En horisont av polymikt konglomerat, liggande ungefär mitt i sedimentserien N om sektionen, har även noterats. Den understa avdelningen i sedimentserien utgöres av kalkhaltig biotitkvartsfyllit, som alltså vilar direkt å mesketgrönstenarna.

Hela sedimentserien mellan vojttjakonglomeratet och mesketgrönstenarna blir enligt ovan ungefär 650—700 m mäktig, försåvitt ej lokala glidningar och sammanskjutningar i den mindre väl blottade undre delen av lagerserien ägt rum. Serien mellan vojttjakonglomeratet och mesketgrönstenarna motsvarar, vad jag inom centrala delen av Västerbottensfjällens berggrund sammanfört under beteckningen Gilliksserien.

Jämför man nu den ovan skildrade lagerföljden N om Ropen med den, som förut beskrivits från sektionen 6 km V om Gabbitoppen, falla de stora likheterna i ögonen. Inom båda områdena komma under vojttjakonglomeraten mäktiga serier av skiffrar och kvartsitbergarter med ett par mer markerade polymikta konglomerathorisonter.



Fig. 10. Veck i kalkstensserien vid Durjenjokk. De ljusa linserna äro ren kalksten, som är omgiven av mörkfärgade kalkfylliter.

Följes kalkhorisonten från den ovan beskrivna sektionen N om Ropen mot V, så kan stratigrafien snart kompletteras med tvenne nya avdelningar, dels en grönstenshorisont, som kommer N om kalkstenen, dels ett dåligt utbildat grönstenskonglomerat på gränsen mellan grönstenen och kalkstenen. Kvarsitkonglomeratet har kilat ut.

C:a $2\frac{1}{2}$ km V om sektionen har grönstenskonglomeratet övergått till ett polymikt sådant med bollar av grönsten samt olika slags sedimentbollar. De senare kunna nu i sin metamorfa dräkt karakteriseras som kvartsglimmerfylliter och kvartsiter.

Kontakten mellan det polymikta konglomeratet och kalkstenshorisonten är blottad i Durjenjokk, som rinner ut i Ropens nordvästra del. Den ifrågavarande lokalen ligger något mindre än en km N om sjön. I själva kontaktzonen äro bergarternas strukturförhållanden något anmärkningsvärda, se fig. 9. Kontakten går ungefär vid mellersta delen av den som skala använda hammaren. Konglomeratet intager övre delen av hällavsatsen, men konglomeratstrukturen synes ej å bilden. Vid hammaren och nedanför är kalkstensserien utbildad som margskiffer med smala kalkstensskikt. Vid första påseende ser det ut, som om den övre lagerserien låge med vinkeldiskordans å den undre. En

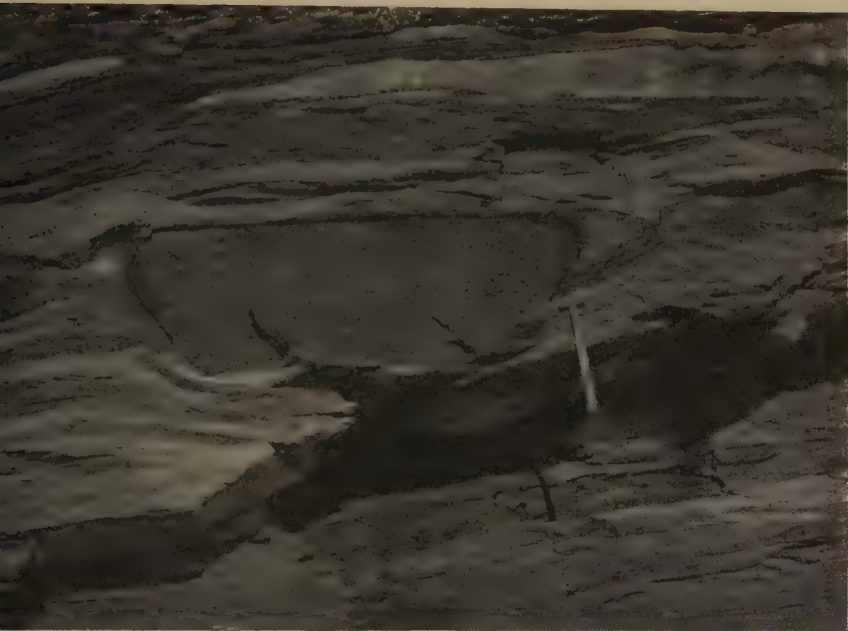


Fig. 11. Amfibolit, till vänster om hammaren, omgiven av kalksten. Vid Durjenjokk. De ljusa linserna och lagren representera ren kalksten i den eljest kalkfyllitiska karbonatserien.

närmare undersökning synes dock ge vid handen, att det är fråga om en tektonisk diskordans. Den vackra, linsformiga strukturen i kalkstensserien å bildens nedre del har blivit snedställd på så sätt, att de olika linserna nu ej ligga i rad efter varandra utan ha till en viss utsträckning glidit stjärt om stjärt. Det kommer till synes till vänster å bilden. Det är i samband med denna tektoniska deformation av linsstrukturen, som diskordansstrukturen torde ha kommit till utbildning.

Mellan konglomeratet och den diskordantdeformerade kalkserien kommer en bank, som är konform med konglomeratet men som till sin habitus och sammansättning är identisk med den nedanför kommande kalkserien. Å bilden står hammaren på bankens mitt.

Ett kort stycke mot V från den ovan nämnda lokalen vid Durjenjokk böjer kalkstensserien tvärt upp. Som synes å fig. 10, framträda kalkstensbankarna och kalkstenslinserna vackert som gråvita partier i den eljest mörkfärgade, mer kalkfyllitartade bergarten. Vecket är en tämligen lokal uppbuckling av lagerserien. Mot V till SV fortsätter sedan kalkstensserien, som BESKOWS karta visar, till V om sjön Rikker.

Trots att metamorfosen inom kalkstensserien är tämligen hög, har även vid Durjenjokk fossil påträffats, företrädesvis i de mörkare kalkstenarna, som ha en viss kolhalt. Bland fossilen är det dels tydliga stjälkleder av pelmatozoer, dels större, helt omkristalliserade fossil, som torde ha varit korallkolonier.

Å fossillokalen i Durjenjokk finns det inne i kalkstensserien en amfibolitlins, se fig. 11. Amfiboliten är tämligen grovkornig och skär av den linsstruktur, som även här finnes i kalkserien. Till höger om amfiboliten synes den avskurna linsen, och till höger om denna lins kommer nästa. Man torde av det ovan sagda få dra den slutsatsen, att amfiboliten representerar en eruptivgång, som slår igenom kalkstensserien. Amfiboliten är av en helt annan typ än de grönstenar, som uppbygga Mesketserien eller uppträda i vojtkakonglomeratets liggande. Då kalkstensserien är av slätdalskalkens ålder, silurisk alltså, blir den grova amfiboliten representant för siluriska, basiska intrusiv. De likartade, grövre amfiboliter, som här och var påträffas inom fjällområdet på olika nivåer, torde därför räknas till yngre intrusiv, även om de ibland förekomma inom mesketgrönstenarnas utbredningsområden. När rörelsemetamorfosen blivit intensiv, så att de basiska eruptiven blivit kraftigt förskiffrade, torde det vara svårt att skilja mesketeffusiven från de senare grönstensintrusionerna. Detta är särskilt fallet inom Södra Storfjällets norra delar.

Vad beträffar de basiska eruptivbergarternas åldersförhållanden inom Södra Storfjället har min förestående utredning visat, att det finnes tre olikåldriga serier: Mesketeffusiven, som äro äldst men som ej kunnat direkt dateras genom fossilfynd; effusiven inom Gilliksseriens översta del, vilkas ålder genom fossilfynd både i hängandets och liggandets bergartsserier kunnat fastställas inom vissa gränser; samt slutligen de yngre intrusiven av silurisk ålder. De båda presiluriska effusivserierna kunna med stor sannolikhet anses som ordoviciska. Detta torde framgå genom min tidigare utredning från centrala delen av Västerbottensfjällen och de korrelationer, jag där framställt. Ytterligare stöd för deras ordoviciska ålder ha funnits i allmänna karaktären av de fossilfragment, som observerats inom de tvenne skildrade undersökningsområdena, samt i deras redovisade stratigrafiska förband med effusiven.

Rätt ofta möter man den åsikten, att grönstenarna inom fjällkedjezonen antingen äro av senkaledonisk ålder eller höra till fjällkedjesedimentens blottade underlag. Tidigare har svaret på en sådan kritik måst bli ganska utförlig med hänvisning till regionalgeologiska förhållanden och omständigheter. Med stöd av den ovanstående utredningen är det nu lättare att bemöta avvikande ståndpunkter genom att hänvisa till, att grönstensintrusiv blivit påvisade direkt inom fossilförande nivå

amt att grönstenslavahorisont kunnat inramas av yngre och äldre ossilförande sediment.

För att återgå till området N om Ropen, så ha förhållandena N om kalkstensstråket berörts men ej S om detsamma. Har området kring kalkstenen synkinal struktur, bör symmetri råda på båda sidorna av kalkstenen. Så är förhållandet i stort. Samma slags biotitkvartsiter och biotitfylliter finnes N som S om kalkhorisonten, men vissa karakteristiska horisonter som de polymikta konglomeraten äro ej observerade om kalkstråket. BESKOW har ej heller sett till några. Nu är det dock så, att de polymikta konglomeraten N om kalkstråket tunna ut mot Ö. Jag håller för troligt, att de göra det även mot S.

Sommaren 1937 utförde T. DU RIETZ en del geologiska undersökningar inom Västerbottensfjällen därav även inom Södra Storfjället. Han har meddelat mig en del värdefulla observationer särskilt från trakten N och V om Ropen, vilka beröra stratigrafien N och S om kalkstensstråket, samt sammanställt en preliminär kartbild över Södra Storfjället, som jag fått taga del av. Den östligaste observationen förskriver sig från trakten V om Skidträsket. Ö om kalkstenen, som här stryker i N—S, kommer först hård, ljus kvartsit, förmodligen vojtjakvartsit. Kvartsiten är ganska mylonitiserad. Sedan följa mörk biotitkvartsit med amfibolitiska körtlar, mörk biotitfyllit, gråvackeartad sedimentreccia, som nedåt utan gräns övergår i porfyritisk grönsten, ny horisont av polymikt konglomerat med underliggande porfyritisk grönsten, mörk biotitkvartsit med amfibolitiska körtlar, så mörka kvartsiter och fylliter med amfibolitinlagringar, antagligen intrusioner. V om kalkstenen kommer gråvackeartat konglomerat, följt av slaggig grönsten, gråvackeartad fyllit, amfibolit, mörk fyllit, fyllitglimmerskiffer och mörk kvartsit, polymikt konglomerat, jämte ytterligare ett antal nivåer. Från området N om Ropen c:a 2½ km V om Rikkersjön har DU RIETZ i det öst—västligt strykande lagerkomplexet både N och S om ett mycket smalt kalkstensstråk påvisat vojtjakonglomerat och polymikt konglomerat samt biotitmetamorfa mörka kvartsiter och fylliter.

Det framgår av dessa observationer, jämförda med mina egna, att det väl finnes en viss symmetri på båda sidorna om kalkstensstråket och att spegelbildastratigrafi på båda sidorna om detsamma är sällsynt. Den bristande symmetrien på de flesta lokaler torde helt säkert ha sin orsak i den intensiva sammanveckningen av lagerserien, hos vilken utvalda horisonter och tektoniserade zoner bära spår härom.

Inom Södra Storfjällets mellersta del finnes å
ACKLUND—QUENSELS Västerbottenskarta kartans största mesketgrönstensområde. Å BESKOWS karta motsvaras det av basiska effusiv och

tuffer i amfibolitfacies. I själva verket finnes i detta område betydande förekomster av rena sediment. Det visar både DU RIETZ' och mina undersökningar. Exempelvis finnes i Mortotjäckos nordvästra del kvartsit av vojtjakvartsitens typ, mot S avlöst av kalkrik skiffer, mot N följd av grönsten med agglomerat-konglomerathorisonter, sedan grovkvartsiter av gillikskvartsitens typ och så åter grönsten. Den delgivna detaljen torde bilda del av den mot S—SÖ överstjälpta synklinal, som det nämnda »grönstensområdets» mellersta del säkerligen bildar. Längs nordvästranden av det ovannämnda grönstensfältet å BESKOWS karta finnes ett ihållande konglomeratstråk, som BESKOW hänfört till vojtjakonglomeratet. På ett par lokaler finnes kalksten in-tecknad å kartan mellan konglomeratet och grönstenen—tuffen. Den norra av dessa lokaler har jag besökt samt uppmätt följande sektion i väl blottad brant sluttning. I SÖ kom nederst i branten grå, mjuk fyllit. Ovan den följde en smal horisont av grönstensförande konglomerat, som överlagrades av vojtjakvartsit med kvartsitkonglomerathorisonter. Mäktigheten å Vojtjaserien är betydande. Enligt en något osäker mätning uppskattades den till c:a 70 m. Kalkstenen ovan mot NV var blottad till c:a 16 m:s mäktighet. Området närmast mot NV var sedan utan observerade hållbrottningar. Denna sektion är, som synes, mycket analog med de sektioner, som uppmäts N om Ropen, men avviker från de tidigare uppgifterna om områdets stratigrafi.

- Inom Södra Storfjällets norra del ha en del observationer även gjorts. Det var ett önskemål att söka utröna, hur olivinstenarna här förhölle sig till omgivande bergarter och särskilt till grönstenar av Mesketserien.

Enligt BESKOW uppträda olivinstenarna i stråk, åtföljda av grönstenar och graniter. Grönstenarna ansågos effusiva, medan icke blott graniterna utan även olivinstenarna hänfördes till kaledoniska intrusiv, som trängt in i ett redan isoklinalveckat bergartskomplex. BESKOW förmodar, att olivinstenarna intruderats i kontakt mellan mesketgrönstenarna och den »övre» kvartsitformationen. Men hans karta och text ge ej några belägg härför.

- Enligt undersökningarna inom centrala delen av Västerbottensfjällen ha olivinstenarna trängt upp under ett långt tidigare skede än som BESKOW förmodat, t. o. m. före mesketgrönstenarna. I stället att som BESKOW anse lagerpacken isoklinalveckad före olivinstensintrusionen, anser jag, att olivinstenarna veckats tillsammans med omgivande bergarter och att, där olivinstenarna nu titta fram, vi ha kärnzoner av antiklinaler, där de äldre bergarterna kommit till synes. På grund av sin stora sammanhållning, sin seghet, samt genom sin egenskap att vid meta-



Fig. 12. Atoklintens olivinstensrygg, sedd från NV. Södra Storfjällets nordvästra del.

orfos utbilda särskilt talk och serpentin, som tjänstgöra som glid- och smörjlayer, ha olivinstenarna en utomordentlig förmåga att uppträda som tektoniska enheter med stor rörelseförmåga. Ursprungligen sammanhängande, kanske flackt kakformiga olivinstens kroppar torde vid sammanveckning i en omgivning av andra bergarter efterhand ha övergått i en serie linser, som i antiklinalzoner glidit upp ur sitt ursprungliga förband samt, då de genom denudationen preparerats fram dagytan, synas uppträda som pärlbandslikt ordnade kupper.

Nu visa undersökningarna inom norra delen av Södra Storfjället, där olivinstenarna företrädesvis uppträda, att hela berggrunden blivit så intensivt sammanveckad, att man nästan överallt kan vänta sig mer eller mindre utvalsade, ibland även helt bortförda bergartsserier. Särskilt kring olivinstenarna, framförallt i olivinstensstråkens mellersta del, antyda undersökningarna, att förhållandena äro sådana.

En vad beträffar olivinstenarnas position inom stratigrafien rätt upplysande sektion har uppmätts från nämnda trakts västra del, från fjälltoppen Atoklinten mot SÖ. Atoklintens olivinsten höjer sig som en markerad rygg över den omgivande fjällslätten, se fig. 12. Dess norra del är överallt tillgänglig, medan dess sydsida utgöres av en brant bergvägg, som endast på enstaka punkter kan bestigas. Inom olivinste-

nen ger sig den intensiva tektoniseringen av bergarten överallt tillkänna. Fig. 13 visar den uppmätta sektionen.

Den grå, hårda kvartsiten i sektionens mitt representerar Vojtjaserien. I kvartsitens strykningsriktning mot SV och NÖ kommer kalksten, representerande Slättdalsserien. Vid Autjejaure i NÖ har jag påträffat samma slags fossil i denna kalksten som i den N om Ropen. Lerskiffrarna SÖ om vojttjakvartsiten i sektionen representera vid fortsatt jämförelse med stratigrafien inom centrala delen av Västerbottens-



Fig. 13. Sektion från Atoklinten mot SÖ. Södra Storfjällets nordvästra del.

fjällen Brokenserien. Och kalkfylliterna och de grå-gröngrå fylliterna i SÖ böra hänföras till Lövfjällsserien. Området SÖ om vojttjakvartsiten representerar en synklinal med centrum av lövfjällsfylliter, medan området i NV fram över Atoklinten utgör den följande antiklinalen. Grönstenarna i området mellan vojttjakvartsiten och olivinstenen ha inga observerade primära strukturdrag, med stöd av vilka jag kan avgöra, om det rör sig om mesketgrönstenar eller om intrusiva grönstenar. Den i kontakt med den övre grönstensavdelningen påträffade, förskiffrade graniten blir SV om sektionen bredare och nästan helt massformig. Du RIETZ har undersökt bergarten närmare samt betecknar den som en porfyrisk, mikroklinförande leucotrondhjemit.

Följes den sammanveckade bergartsserien mot NÖ, i strykningsriktningen alltså, kommer olivinstenen igen NV till N om Autjejaure. De båda stråk, i vilka olivinstenen här kan uppdelas, representera enligt min tolkning tvenne antiklinalzoner. I de sektioner, som jag uppmätt

här, har det endast i enstaka fall gått att få fram stratigrafiska ledhorisonter. Utan att gå närmare in på de insamlade mätningresultaten i övrigt kan det kanske böra omnämnas, att typiska gilliskonglomerat och gilliskvartsiter påträffats i området samt att mikroskopisk granskning givit vid handen, att gilliskonglomeratet för bollar av kvartsalbitgraniter av den typ, som beskrivits från motsvarande bildningar inom centrala Västerbottensfjällen.

Som nämnts, räknar man med att Mesketserien rymmer ej blott basiska utan även intermediära och sura effusivbergarter. De senare anses ha en mycket begränsad utbredning. BESKOW har beskrivit sådana sura effusiv från Södra Storfjället, och jag har ansett det möjligt, att vissa finkorniga kvartskeratofyrer från de sydligare belägna Are- och Vardofjällen kunna höra till serien ifråga. De sura granit- och porfyrokorniga intrusiven inom de sistnämnda fjällmassiven ha även hänförs till mesketvulkanismen och rubricerats som ytliga lagerintrusioner. Granitbergarterna voro genomgående bundna till den stratigrafiska lagerpackens undre del, i allmänhet till mesketgrönstenarnas utbredningsområden. Några bindande bevis ha dock ej lämnats för deras åldersställning.

Vid en varen 1935 företagen granskning av insamlade prov av sura eruptivbergarter från Frostviksområdet inom nordligaste Jämtland kom jag att något syssla med deras åldersförhållanden. Bergarterna hade av DU RIETZ förmodats delvis representera sura effusiv och tuffer av kvartskeratofyrisk sammansättning (5). Men vid min granskning kunde fastställas, att de voro av precis samma karaktär som de säkert intrusiva »kvartsalbitporfyreerna» inom Are- och Vardofjällen. Frostvikens intrusiva kvartskeratofyrer, kvartsalbitporfyre och leucotrondhjemitiska graniter, som lågo rätt högt upp i lagerpacken, ovan Vojtjaserien, voro alltså av silurisk ålder. Vid förnyad granskning av Frostvikens berggrund har DU RIETZ accepterat samt ansett sig kunna fastslå keratofyrbergarternas intrusiva karaktär samt siluriska ålder (7). Ett fortsatt hänförande av Arefjällets och Vardofjällens liksom Södra Storfjällets sura intrusivbergarter till mesketvulkanismen torde efter det, som anförts i det föregående, vara underkastat tvivelsmål. Möjligen äro samtliga sura intrusiv där av silurisk ålder.

De åldersgrupper grönstenar, som särskilts inom Södra Storfjället, finnas naturligtvis även representerade inom andra delar av Västerbottensfjällen, både inom de lågmetamorfa och de högkristallina områdena.

Vad de ordoviciska effusiven beträffar, förekomma uppgifter om deras utbredning i denna uppsats och i min avhandling över Björk-

vattnet—Virisen-området. Det fanns anledning antaga, att de ej blott förekommo inom fjällområdets mellersta och västliga delar utan att de även ingingo som led i de högkristallina amfiboliterna i den östra högfjällszonen. De siluriska basiska intrusiven ha påvisats i Södra Storfjället samt i spridda förekomster mot S över Arefjället och Vardofjällen (9) samt vidare över Lasterfjället till Västerbottensfjällens sydvästra del. A. HÖGBOM har där på ett tidigt stadium av fjällundersökningarna framhållit deras intrusiva karaktär inom fyllitavdelningen ovan kalkstens-kvartsitkonglomeratnivåerna (8). Även torde amfiboliterna i sevezonen i icke ringa utsträckning utgöras av siluriska intrusiv med primärt gabbro- och diabaskornig struktur. De som »postorogena diabaserna» å berggrundskartan över Västerbottensfjällen betecknade diabaserna i Vinevare och längre söderut ha vid mina undersökningar 1928 och även 1936 befunnits utan gräns gå över i amfiboliter av s. k. gardfjällstyp. Diabaserna representera därför endast väl bevarade partier av de vänligen till amfiboliter omkristalliserade basiska eruptiven samt äro ej yngre än fjällkedjeveckningen.¹ I samma riktning peka mina undersökningar inom de östra amfiboliternas fortsättning mot NÖ, i de sydöstra delarna av Norrbottensfjällen, där jag flerstädes kunnat påvisa rätt väl bevarade partier, där diabasstrukturen är tydlig liksom den successiva övergången från diabas-diabasporfyr till rätt grov amfibolit.

Sveriges Geologiska Undersökning.

Citerad litteratur.

1. BACKLUND, H., och QUENSEL, P., Karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. S. G. U. Ser. Ca. N:o 21. Tavla I.
2. BACKLUND, H., Yttrande med anledning av T. DU RIETZ föredrag om en berggrundsprofil från Frostviken. G. F. F. Bd 57. S. 681—682.
3. —, och QUENSEL, P., Meddelande om Mesketseriens ålder. G. F. F. Bd 58. S. 438.
4. BESKOW, G., Södra Storfjället im südlichen Lappland. S. G. U. Ser. C. N:o 350.
5. DU RIETZ, T., Peridotites, Serpentine, and Soapstones of Northern Sweden. G. F. F. Bd 57. S. 133—260.
6. —, En berggrundsprofil från Frostviken. G. F. F. Bd 57. S. 676—681.
7. —, Något om de stratigrafiska förhållandena inom Frostvikens köli-skiffrar. G. F. F. Bd. 58. S. 425—438.
8. HÖGBOM, A., Stekenjokk—Remdalens malmtrakt. S. G. U. Ser. C. N:o 329.
9. KULLING, O., Bergbyggnaden inom Björkvattnet—Virisen-området i Västerbottensfjällens centrala del. G. F. F. Bd 55. S. 167—422.
10. QUENSEL, P., Nya problem inom Västerbottens fjällområden. G. F. F. Bd 44. S. 674—677.
11. —, En fjällexkursion längs Tärnaleden sommaren 1931. G. F. F. Bd. 53. S. 542—547.

¹ Enligt A. HÖGBOM finnes en olivindiabasporfyr V om de ovan nämnda diabaserna, vilken genom sitt uppträdande visat sig vara yngre än alla andra basiska eruptiv inom Västerbottens fjällområde (8).

Zur »Granitisationstheorie«.

Eine Verdeutlichung

VON

H. G. BACKLUND.

Einleitung.

(Manusk. eingegangen $\frac{3}{5}$ 1938.)

Es dürfte wohl kaum ein zweites präkambrisches Areal von der Gröszenordnung von Fennoskandia existieren, von dem eine ähnlich grosse Anzahl und Auswahl von vollständigen Gesteinsanalysen, also von exakten zahlenmässigen Daten der chemischen Zusammensetzung ihrer fundamentalen Bausteine vorliegt. An erster Stelle steht in dieser Beziehung Schweden, das nicht nur die absolut höchste Zahl von Gesteinsanalysen aufweist, sondern auch, dieselben auf eine Einheit des Landesareals berechnet, allen übrigen Ländern, die sich in Fennoskandias Erstreckung teilen, vorangeht. Zudem sind die Zahlenreihen seit neulich recht übersichtlich und bequem zugänglich zusammengestellt und geordnet worden (24). An zweiter Stelle kommt in dieser Hinsicht Finnland, das ebenfalls das entsprechende Material in ähnlich übersichtlicher Aufstellung der Allgemeinheit leicht zugänglich gemacht hat (25). An dritter Stelle dürfte der russische Anteil von Fennoskandia stehen, doch sind von dort die Anfänge einer Zusammenstellung weder ebenso vollständig noch entfernt ebenso leicht zugänglich (35) wie die von den vorhin genannten Anteilen. Norwegen hat den geringsten Anteil von fennoskandischem älteren Präkambrium inne, kommt auch sowohl absolut als relativ, was entsprechende Analysenanzahl betrifft, an letzter Stelle; dieses ist jedoch leicht verständlich, da das Land in über $\frac{3}{4}$ seines Areales wichtigen und auch in praktischer Hinsicht massgebenden Arbeiten innerhalb jüngerer geologischer Bildungen nachgehen musste. Auch fehlt es von dort an einer entsprechenden Zusammenstellung der existierenden Analysenzahlen, ein Nachteil, den das z. Z. wachsende Interesse an den präkambrischen Bildungen sowohl des Süd- als auch des Ostlandes sicher mit gewohnt zielbewusster Problemstellung ausmerzen wird (7).

Der Verfasser hat es nun unternommen, diesen Schatz exakten Wissens soweit wie möglich auszubeuten, ihn aus Archiven heraus in die weiteren geologischen Feldzusammenhänge zurückzusetzen, *erstmalig* zur Beleuchtung des Verlaufs greifbar in Erscheinung tretender feldgeologischer Reaktionen (2). Denn ohne diese zahlenmässige Beleuchtung an einigen markanten, zugleich auch frappanten Feldbeispielen schien eine weitere und breitere Ausnutzung des reichen Materials aussichtslos. Nebenbei wurden grössere regionale Einheiten des präkambrisch-fennoskandischen Gebiets ausgeschieden, um Vergleichen innerhalb wirklich Vergleichbaren den Weg anzubahnen. Es ergab sich daraus die Erkenntnis, dass die ausgeschiedenen regionalen Einheiten sehr ungleich und ungleichmässig mit Analysenzahlen belegt waren, dass eine zentrale (orogene) Einheit, nämlich die älteren Svekofenniden, über das dichteste Netz von chemischen Daten verfügte. Daraufhin wurde, *zweitens*, der Versuch unternommen, innerhalb der zentralen, älteren Svekofenniden eine auf den Analysenzahlen fussende, statistisch-feldgeologische Aufstellung durchzuführen, die ev. in genetischer Beziehung über die möglichen verschiedenen Relationen der bereits makrogeologisch und kartographisch erkennbar differenten Anteile der Svekofenniden Auskunft ergeben sollten. Trotz des in statistischer Beziehung doch noch vielleicht unzureichenden Materials gelang der Versuch über Erwartung; er bestätigte die aus feldgeologischen Gründen extrapolierte regionale und genetisch differente Stellung der behandelten Anteile innerhalb des Systems der Svekofenniden (3). Dann wurde, *drittens*, das System der Untersuchungen auf eine jüngste präkambrische Gruppe von Gesteinen in markanter geologischer Stellung innerhalb von Fennoskandia ausgedehnt: auf die Gruppe der posttektonischen jotnischen Gesteine. Auch diese Untersuchung zeitigte zahlenmässig befriedigende und genetisch deutbare Resultate, die mit denen der feldlich greifbar beobachteten Reaktionen der ersten Untersuchung in guter Übereinstimmung standen (4). Die genannten Untersuchungen wurden ohne Rücksicht auf die jeweiligen Landesgrenzen ausgeführt.

Diese feldliche Auseinandersetzung mit Hilfe des archivierten Zahlenmaterials hat, wie zu erwarten war, scharfe Opposition erregt. Dr. N. H. MAGNUSSON (1) hat sich zu den ersten beiden Untersuchungen (2, 3) geäussert, während Dr. H. v. ECKERMANN (12) bereits zu den Andeutungen (3) der dritten Untersuchung (4) das Wort ergriffen hat. Die erste Kritik (1) wendet sich weder gegen die Zahlenreihen, noch gegen die Berechnungsmethoden oder das eigentliche Belegmaterial des Verfassers, sondern lehnt die »Granitisation« in dem, was die ältere Etappe der Entwicklung (»Urgranite«, »Urgneise«, »Granitgneise«)

des »Magmaaufstiegs« betrifft, schlankweg ab. Für die jüngere Etappe gibt die Kritik nach einigem Zaudern eine »Granitisation« (= Migmatitbildung) des vorexistierenden Gebirgsgrundes zu, verlegt sie aber für den schwedischen Anteil der Svekofenniden in unbekannte Tiefen unter den jetzigen Tagesschnitt (vgl. 1, Fig. 4), an dem nur echtmagmatische Intrusionen auftreten sollen. Neue Daten werden nicht veröffentlicht, bereits im Druck vorliegende, vom Verfasser mehr oder weniger voll berücksichtigte Lokalbeschreibungen werden zitiert und einige noch nicht veröffentlichte derselben Art unter spezieller Beleuchtung besprochen. Auch die Resultate des Versuchs der Aufteilung der Svekofenniden verwirft die Kritik mit diffusen Begründungen, die den sonstigen eigenen Ausführungen z. T. widersprechen.

Die zweite Kritik Dr. v. ECKERMANN'S (12) liefert wertvolles Neumaterial, das, in dem Sinne des Verfassers berechnet, zu des Kritikers eigener Überraschung »Granitisations«-Zahlen (im Sinne der gegenw. Verfassers) derselben qualitativen und quantitativen Ordnung gibt, wie sie der Verfasser für grössere Areale und an reicherm Material, jedoch vielleicht mit minderen Präzisionsansprüchen errechnet hat (4). Wie weit dieses zu Gunsten oder zu Ungunsten des Verfassers spricht, ist an anderer Stelle ausgeführt worden (5).

Zur Methodik.

Bevor zur Gliederung und Abwehr der Kritik MAGNUSSENS geschritten werden kann, ist es notwendig, einige Begriffe und Prinzipien festzulegen, deren sich der Verfasser als Hintergrund seiner Untersuchungen bedient hat. Da jene in dem Anteil, in dem sie Gültigkeit und Anwendungsmöglichkeiten haben für das ältere Präkambrium und für den Werdegang seiner Gesteine, noch keineswegs in dem allgemeinen geologischen Bewusstsein gefestigt sind, ist eine kurze Auseinandersetzung notwendig.

Die aktualistische oder uniformistische Arbeitsweise ist sehr frühzeitig von J. J. SEDERHOLM in das präkambrische Grundgebirge, und zwar in die älteren Svekofenniden eingeführt und deren Bedeutung von ihm immer und immer wieder betont worden. Ihre Gültigkeit für das fennoskandische Grundgebirge dürfte wohl kaum von irgendwelcher Seite nunmehr bezweifelt werden. Auch in ihrem biologischen Anteil an dem Aufbau der Gesteine hat SEDERHOLM ihre Bedeutung wiederholt unterstrichen und ist hierin, selbst in betreff der ältesten Anteile in Finland, jüngst von LAITAKARI (22) kräftig sekundiert worden.

Des ersteren Untersuchungen (33) sowie die Bestätigungen ESKOLAS (15) haben ferner, nach demselben Prinzip vorgehend, nahegelegt, dass Klimaschwankungen, ev. von der Amplitude Eiszeit—Gegenwart, auch dem älteren Fennoskandia nicht fremd waren. Ferner zeigt die regionale Verbreitung echter, nicht dedolomitisierte Kalksteine, die Art ihrer Assoziierung im Felde mit echten Dolomiten (z. T. umgewandelten) und dolomitischen Kalksteinen, nach Abzug ev. späterer (»metasomatischer») Mineralaufprägungen und Gesteinsassoziationen, derart grosse Übereinstimmung mit faziell äquivalenten Bildungen jüngerer, paläontologisch gut datierbaren Ablagerungen, dass an eine gleiche oder ähnliche Herkunft wohl kaum gezweifelt werden kann. Es ist nunmehr vielleicht bereits eine müssige Frage, wie gross, oder eher, wie klein die Differenz des biologischen Anteils an dem Aufbau der dominierenden Leitgesteine in jenen entfernten Zeiten, verglichen mit jungen und jüngsten Zeiten, sein kann. Nachdem die absoluten Zeitbestimmungen die Rahmen der zeitlichen geologischen Einteilung Fennoskandias geliefert und gezeigt haben, dass die Svekofenniden im Zeitraum des geologischen Daseins der Erde eine Stellung ungefähr dem Mittelalter entsprechend einnehmen (16), erscheinen diese Beobachtungen und die daraus gezogenen Schlüsse kaum mehr besonders befremdend.

Das Evolutionsprinzip ist zuerst von WEGMANN (40) auf das präkambrische Grundgebirge Fennoskandias angewandt worden. Durch Untersuchungen an verschiedenen Lokalen Finnlands hat er zeigen können, dass die Etappen der Faziesverschiebungen innerhalb bestimmter Abschnitte der ältesten Sedimente Finnlands vollkommen analog sind denen der Evolutionsphasen jüngerer Geosynklinalen. Desgleichen hat er nachweisen können, dass der Gang der Deformationen verschiedener Anteile des Gebirgsgrundes von Finnland dieselbe qualitative und quantitative, zeitlich-energetische Anordnung zeigt, wie sie die verschiedenen orogenen Phasen in den jüngsten Gebirgen entwickelt haben. Ferner hat er konstatieren können, dass basischer (ophiolithischer, basaltischer) Vulkanismus, ev. mit korrelaten Tiefenäquivalenten, ähnliche zeitliche und materielle Etappen der Förderung entwickelt, wie sie aus jüngeren Gebirgsketten schon seit längerer Zeit bekannt sind und neulich für die Alpiden in der Trias-Jura, in der Kreide (= Flysch), im Tertiär (= Flysch z. T., Molasse z. T.) von KOSSMAT (19) kurz zusammengefasst wurden. Ferner hat er den zyklischen Verlauf all dieser Erscheinungen innerhalb verschiedener Abschnitte Fennoskandias, spez. Finnlands nachweisen können, das Abrollen nach einander all dieser Etappen mit ihren lokalen Varianten, trotz oder

im Verein mit Interferenzen lokaler und regionaler thermischen Mobilisierungen, verfolgen können.

Der Begriff der *G r a n i t i s a t i o n* grösserer oder kleinerer Anteile präexistierender Gesteinserien wurde zuerst von SEDERHOLM entwickelt. Der Begriff zielte ursprünglich auf die jüngeren Granite (der zweiten Gruppe) der Svekofenniden, die Hangögranite, und baute auf der Beobachtung, dass älteres Kristallin, hauptsächlich wohl »Urgranite« (= erste Gruppe), ohne scharfem Intrusionskontakt von jüngeren (des öfteren roten, etwas kalibetonten Mikroklin-)Graniten ersetzt wurde, und dass in diesem Fall basische Gänge, die ev. das ältere Gestein durchsetzten, bei dem Ersatzakt teils ungestört und nur leicht von aussen granitintrudiert weiterexistierten, teils in Bruchstücke von reihenförmig in alter Richtung orientierten Basiten aufgelöst wurden (»Agmatite« z. T.). Da es sich um Regeneration eines vorexistierenden (Prim-)Granites handelte, wurde folgerichtig für den Prozess der Ausdruck *P a l i n g e n e s e*, für seine Produkte, die (Ser-)Granite, die Benennung *M i g m a t i t e* oder *M i g m a t i t g r a n i t e* geschaffen. Da ausser dem (Prim-)Granit auch älteres, mit ihm im Verband auftretendes Schiefermaterial demselben Prozess zum Opfer fiel, wurde vielfach diffus, auch von Seiten SEDERHOLMS, von Granitisation (ev. Anatexis) gesprochen. Der Verfasser hat als erster den Akt der *G r a n i t i s a t i o n* für die Bildung auch der älteren (Prim-)Granite verantwortlich gemacht, indem er sich teils auf die Beobachtung reliktscher Sediment- (und Faltungs-)Strukturen, sowie von regional orientierten Einschlüssen und Einschlussreihen innerhalb von älteren (Prim-)Graniten stützte, teils die regionale Lage und Orientierung der älteren Graniteinheiten in Betracht nahm, teils auch Parallelen und Analogien betreffs der Primgranite innerhalb des Kaledons von Ostgrönland und ihr Verhalten den normalen Sedimenten gegenüber zum Vergleich heranzog; teils schliesslich trug zu diesem Schritt die wenig beachtete Beobachtung bei, dass in den Sergraniten (2:te Gruppe = Hangögranite) oftmals zwei verschiedenaltige, d. h. verschieden kräftig von seiten des Migmatits beeinflusste basische »Gangsysteme« ursprünglich wohl sehr nahestehender Zusammensetzung auftraten, die also beide älter als die eigentliche (späte) Migmatitbildung waren. Für die Migmatitbildung (Sergranite) im Sinne SEDERHOLMS entwickelte sich leichtverständlich der *I c h o r* begriff als des »granitischen Safts«, der in der reichlichen Entwicklung von Pegmatiten im Verband mit den Graniten der zweiten Gruppe seinen Ausdruck fand. Dem Granitisationsakt der älteren Gruppe, im Sinne des Verfassers, fehlten die Pegmatite fast vollständig, was auch nur unter den genannten genetischen Gesichtspunkten plausibel erscheint: vorausgesetzt, dass

die Granitisationsstoffe (= »Emanation« von HOLMES (18), REYNOLDS (30), QUIRKE (28), COLLINS (8), u. a.) in beiden zeitlich von einander getrennten Akten qualitativ ähnliche Zusammensetzung hatten und dass in ihnen die Alkalien eine bedeutende Rolle spielten (vgl. »Alkali-metasomatose«, »Albitisierung«, »Serizitisierung«, »Natriumdämpfe« usw. gewisser alpiner und anderer Verfasser), so fanden sie beim ersten Aufstieg fast nur an Alkalien arme und verarmte Gesteine und Sedimente vor und wurden unmittelbar an sie im Ausgleich gebunden; beim zweiten, jüngeren Aufstieg war Alkalibindung (= Feldspatisierung) des (gefalteten) Gebirgsgrundes in grossen Teilen vollendet, die spätere »Emanation« vollführte eine Komplettierung, der Überschuss mobilisierte sich mit Teilanschluss der Umgebung als Pegmatite. Es kann wohl kaum in SEDERHOLMS ursprünglicher Auffassung eine Identifizierung des »Ichors« mit den Pegmatiten s.str. gelegen haben, sie dürfte wohl später von aussen hinzugekommen sein. Wenn also an einem Unterschied zwischen Granitisation und Migmatitbildung festgehalten werden soll (was der Verfasser in früheren Veröffentlichungen nicht strikt getan hat), so mag, trotzdem die Etappen der Entwicklung in beiden Fällen einander überaus ähnlich sein können (vgl. Schema S. 271 in 2), die oben angeführte Bezeichnung und Definition dem Tatsachenbestand am besten entsprechen; denn jeder jüngere selbständige »Emanationsaufstieg« innerhalb derselben regionalen geotektonischen Einheit scheint die jeweiligen Produkte chemisch und mineralogisch immer weiter von »normalen« Graniten zu entfernen.

Die Granitisation wurde ursprünglich von Seiten SEDERHOLMS als ein exklusiver und speziell dem ältesten Präkambrium eigentümlicher Vorgang aufgefasst. Erst spät konnte festgestellt werden, dass sie auch in jüngeren Gebirgen, falls durch Erosion genügend aufgeschlossen, in den Kaledoniden (39), in den Variskiden (32), in den Alpiden (11) und sogar sonstwo im Tertiär (29), ausgiebig und sogar regional entwickelt ist. Sie schliesst sich also, obgleich nicht direkt ad oculis in ihrem Werdegang beobachtbar, den beiden vorhin genannten Sätzen ebenbürtig an (41). Doch um sie zu verstehen und in die Details ihrer Entwicklung eindringen zu können, müssen die beiden erstgenannten vollauf berücksichtigt und in ihrer breiteren und engeren räumlichen Auswirkung untersucht werden innerhalb der regionalen geotektonischen Einheit, der die in Frage kommende Granitisation angehört. Eine Granitisation oder ihre Spuren in dem Tagesschnitt älterer präkambrischer Gebirge glattweg zu verneinen führt zur Absage von den beiden Leitsätzen der geologischen Forschung, dem Aktualitätsprinzip und dem Evolutionsprinzip, und damit zum Verzicht auf jegliche sichere Wegleitung innerhalb des Präkambriums.

Das Material.

Es wurde im vorigen Abschnitt vieles in möglichster Kürze wiederholt, was in den früheren, jetzt der Kritik unterworfenen Abhandlungen (2, 3) bereits recht ausführlich besprochen worden ist.¹ Es sind dies Prämissen, an denen man nicht vorbei kann, soll man von den Svekofenniden, ihren schwedischen Anteilen, der svionischen und anderen Serien, eine einigermaßen konkrete und konsequente Vorstellung erhalten als von einem alten Faltengebirge, das in sehr stark denudiertem Zustande sich an der heutigen Oberfläche präsentiert und dem ein regelrechtes svekofennisches Geosynkinalstadium, wie man es für die mehr erforschten jüngeren und jüngsten Gebirge auch heute noch postuliert, vorangegangen sein muss. Eine Geosynklinale als Sedimentationsraum auf weichender Unterlage entwickelt die bekannten Faziesunterschiede, die sich nach der WALTHERSchen Regel horizontal und vertikal ablösen. Beim Eintritt der ersten Revolutionsphase verschärft sich der vertikale Fazieswechsel, beiläufig mit Eingriff von basischen Vulkaniten und mit (lokalen) Unterbrechungen der Sedimentation. Auf diese beiden Beobachtungen stützt sich ursprünglich der Begriff einer Formation oder (wenn wenig sicher abgegrenzt) einer Serie.

Im schwedischen Anteil der Svekofenniden zeigt der heutige Tageschnitt rein statistisch eine beträchtliche und mengenhaft lokalisierte Ausbreitung von Tiefengesteinen — Graniten mit untergeordneten, ursprünglichen, älteren Oberflächengesteinen (echten Sedimenten und Vulkaniten) und Tiefenbasiten, das Upsalagebiet. Ein zweites Areal zeigt mengenmässig dominierend Gesteine unsicherer Herkunft in stark metamorpher Tracht (Granatgneise), wohl vornehmlich einer ursprünglich sedimentären Folge (mit spärlich eingeschalteten Vulkaniten) aufgeprägt, die von »echten« Graniten in untergeordneter Menge begleitet werden, das Sörmlandgebiet. In einem dritten Areal dominieren echte Suprakrustalgesteine, saure Vulkanite (»Leptite«) und echte Sedimente, beiderlei in weniger metamorphem Gewande als die vorhin genannten Gneise, mit rel. untergeordneten Graniten und Tiefenbasiten, das Bergslagebiet oder die ursprüngliche svionische Serie. Seitdem sind diese drei Gebiete geologisch auseinandergehalten und auf der Nordenkarte von GAVELIN und MAGNUSSON durch gänzlich verschiedene Bezeichnungen markiert worden. Jetzt erklärt aber MAGNUSSON betreffs der Sörmlandserie (1, S. 539): »Es giebt nichts was ihre Abtrennung als besondere Formation [der Verfasser giebt sie an als

¹ Es musste dieses auch deshalb geschehen, um verdeckten Andeutungen nicht berücksichtigter Prioritäten — trotz sehr ergiebigen Zitierungen — zu begegnen (vgl. v. COKERMANN 12, S. 523.)

»Serie«, vgl. 3, S. 244] mit anderer stratigraphischer Lage als in Upland und in Bergslagen berechtigt.» Stratigraphische Belege sind Leptite (Vulkanite!), analoge Eisenerze und Kalke hier und dort, ganz abgesehen von nicht vergleichbaren Mächtigkeiten. Die Differenz der gegenwärtigen Gesteinstracht (von Sörmland) wird etwas diffus damit erklärt dass »vom Standpunkt der Metamorphose [es] eine andere und tiefere Lage eingenommen hat als die beiden übrigen Gebiete, während gleichzeitig stratigraphisch höhere Teile der Leptitformation ein grösseres Areal einnehmen als in Upland und im eigentlichen Bergslagen».¹ Um die tiefere Lage zu gewinnen, müssen also die Sörmland-Muttergesteine entweder besser faltbar oder weniger mächtig gewesen sein, oder aber das faltbare Liegende eines mächtigeren wenig faltbaren Sedimentkomplexes eingenommen haben; die Uplandgesteine aber weniger faltbar, jedoch bedeutend leichter granitpermeabel als die beiden vorgenannten gewesen sein; die Bergslagengesteine schliesslich weniger faltbar und wenig granitpermeabel. Das sind Differenzen, die nicht allein durch sekundäre Lageverschiedenheiten gedeutet werden können, sie müssen auch von primären (Fazies-)Unterschieden bedingt sein, die auch nur allein das verschiedene Verhalten Vererzungen gegenüber erklären können. Wenn dazu noch berichtet wird, dass die Sörmland-Gneise unter das eigentliche Bergslagen untertauchen und keinerlei Anzeichen einer tektonischen Superposition genannt werden, im Gegenteil, Andeutungen einer (primären stratigraphischen?) Diskontinuität (»Vergrößerung des Gesteins«) gemacht werden, wenn schliesslich aus der unterdessen zugänglich gemachten (15 Febr. 1938 in Upsala), von MAGNUSSON zitierten Kartenblattbeschreibung (26) hervorgeht, dass ein extremes Flyschgestein (die »Larsbo-Serie«), das als das Muttergestein der Sörmland-Gneise bezeichnet wird, den Bergslagen-Gesteinen der normalen Flyschentwicklung konkordant(?) mit Bodenkonglomerat aufruht, also, wie daraus folgt, die stark metamorphen Sörmland-Gneise ihre eigenen Liegendgesteine unterteufen, so wird man über die Art der Beweisführung stutzig. Zur Stärkung des materiellen Beweises wird nicht einmal der Versuch gemacht, die Analyse des authentischen Larsbo-Gesteins mit denen der Sörmland-Gneise zu vergleichen, sondern es genügen in den meisten Fällen allein Vermutungen. Stutzig wird man ebenfalls, wenn man erfährt, dass die gleiche erzführende Formation und die gleichen Gesteine den Untergrund des eigentlichen Bergslagens, Uplands und Sörmlands aufbauen, und dann die entsprechenden Teile auf der Übersichtskarte und den Kartenblättern

¹ Gesperrt von MAGNUSSON 1, S. 540.

studiert. Dass in einem Falle die ausserordentlich mächtige Supracrustalformation (Vulkanite + Sedimente) bis auf rel. geringfügige Reste entfernt, versenkt oder assimiliert wurde; im zweiten Fall, innerhalb desselben Gebirges dieselben Bildungen in ungefähr demselben Ausmasse zu Granatgneisen überführt wurden, heisst doch wohl ein wenig hohe Anforderungen auf die selektive Tätigkeit gesteinsbildender Vorgänge mit Hinsicht auf postuliertes gleiches Substrat zu stellen. Denn mit der vermeintlichen stratigraphischen Parallelisierung von Vulkaniten und sedimentogenen Metamorphiten, auch wenn sie eisen-erzführend sind, über grössere Areale und tektonische Diastrophismen hinaus dürfte es wohl nicht so genau sein, wie es vor etwa 70 Jahren angenommen wurde, trotz der »niveaubeständigen« Gruppierung von Kali-Intermediär-Natronleptiten», die ja doch ungeachtet aller primär verschiedenen genetischen Auffassungen als sekundäre (»metasomatische«) Metamorphite definiert werden müssen. Denn auch vor ebensoviele Jahre wurde »Flysch« als stratigraphisches Niveau erfasst, während es jetzt feststeht, dass seine wahre stratigraphische Amplitude bis zu 2 »Formationen« und mehr an verschiedenen Stellen desselben Orogens, vergleichsweise zusammengestellt, durchlaufen kann.

Doch wenn von der Verworrenheit in der Beweisführung (vgl. oben) der Kritik abgesehen wird, so geht aus den Betrachtungen hervor, 1) dass betreffs des Materials die ehemalige Geosynklinale, soweit heutige Felderfahrungen reichen, zu Beginn angeblich gleichartige Gesteine enthalten habe, dass diese also einer und derselben Faziesausbildung angehört haben sollen; 2) dass eine hangende »Larsbo-Serie« Fazisiell unterschieden werden kann, die ev. grosse Teile der normalen Bergslagen-Abfolge (= svionische Serie) im Sörmland-Gebiet ersetzt haben soll, also doch primäre, regionale Faziesunterschiede in der Geosynklinale vorgelegen haben; 3) dass für eine »Formationseinteilung« des schwedischen Anteils der Svekofenniden keinerlei Berechtigung vorliege. — Nun gehört es zur Sache, dass der Verfasser im Schlussstück über die Einteilung der Svekofenniden (3, S. 244) von Serien spricht (vgl. Larsbo-Serie oben), nicht von Formationen, und ihre gegenseitige Lage im Sinne der WALTHERschen Regel sowohl in der Horizontalen als in der Vertikalen ausführlich diskutiert und sich dabei auch auf die Statistik des Chemismus der Gesteine stützt, also ebenfalls eine horizontale Faziesveränderung in Betracht zieht. Da die oben angeführten Schlussfolgerungen aus der Zusammenstellung der Kritik teilweise im Widerspruch zu einander stehen, da ferner die Verkündigungen, der Verfasser sehe die Adergneise und die Urgranite als prinzipiell gleichwertige Erscheinungen an (S. 537) und noch dazu »zur Erklärung der Urgranite in seinem Sinne zwei zeitlich scharf getrennte Granitisierungs-

prozesse annehmen» müsse (S. 538), trotz erhobenen warnenden Fingers (»sollte zur Vorsicht mahnen») schlecht mit einander übereinstimmen und noch schlechter mit den Originalfestlegungen des Verfassers in Übereinstimmung gebracht werden können,¹ so fragt es sich, ob die Kritik desweiteren, durch Erwähnung sehr bedeutender selektiven Metasomatosen, von kausal recht schlecht motivierten B- und Be-Pegmatiten und desgleichen von Kiesimprägnationen sowie von Cl-F-Mineralen, doch nicht eher weitere Beweisstücke zur »Granitisations-theorie« vorgelegt hat, als zu einer Theorie, die durch Vernachlässigung jeglicher temporaler und kausaler Etappen doch vieles mit der Katastrophen-Theorie der ersten Anfänge des 19. Jahrhunderts gemeinsam hat.

Geosynklinalräume können in gewissen Stadien und Abteilen ihrer Evolution recht homogene Sedimente ansammeln. Im Detail sind sie doch, wie genauere Untersuchungen zeigen, oft recht inhomogen. Diese im Grossen homogenen Sedimente entwickeln oft die grössten Mächtigkeiten. Homogene Sedimente ergeben selbstverständlich homogene Granitisationsprodukte, dagegen dürften »Einschmelzungen« von Seiten »aufsteigender Magmenmassen«, sogar bei einem mystischen Wegtransport assimilierter und nichtassimilierter Massen, sich durch grössere oder kleinere Inhomogenitäten des Neuprodukts kundgeben. Inhomogene Sedimentfolgen — zahlenmässig die zahlreichsten — ergeben inhomogene, oft »gemischte« Granitisationsprodukte. Es bedarf des »während 20 Sommer« (vgl. 1, S. 545) geschulten und nivellierenden Auges des erfahrenen, im Felde kartierenden Geologen, um den Kartenanforderungen gemäss durch eine einheitliche Farbe über grössere Areale einen »homogenen« Granit zum Bilde zu bringen. Die 181 Kartenblattbeschreibungen Schwedens halten sich Seite nach Seite auf über die Ungleichmässigkeit der Zusammensetzung sowohl der Prim- als der Sergranite. Desgleichen geben hunderte von serialen Analysen darüber Aufschluss. Die nicht ausgeglichenen Teile der Diagramme des Verfassers (3, Fig. 3—6) geben von dieser Inhomogenität, auch innerhalb des Upsalagranites,² eine greifbare Darstellung. Jüngst hat auch BARTH (7) besonders unterstrichen, dass das als Telemarksganit im südlichen Norwegen (ein Sergranit der Gotokareiden) als homogen beschriebene

¹ Die Kritik betont hier besonders stark, dass sich der Verfasser auf die Resultate des Kritikers stützt, sodass der Verdacht entstehen könnte, der Verfasser habe versäumt, eine Zitierung anzuführen. Das ist nun allerdings nicht der Fall, die Benutzung publizierten Materials ist frei; dazu hat sich aber der Verfasser auf zahlreiche Kartenblattbeschreibungen und persönlichen, grösseren und kleineren Begehungen im Felde gestützt.

² Die drei Grossgebiete oder »Serien« der schwedischen Svekofenniden unterscheiden sich chemisch nicht »nach BACKLUND« (1, S. 539), sondern nach den exakten Analysenzahlen und deren diagrammatisch dargestellten, ausgeglichen Kurven im reellen Bild von einander.

Gestein durchaus inhomogen ist und sowohl strukturell wie chemisch bedeutenden Schwankungen unterworfen ist. Die Kritik scheint »homogene Ausbildung« (1, S. 532) mit gleichförmiger Prägung zu verwechseln; die erste macht sich geltend durch gleichen Chemismus und ähnliche Bedingungen der *Mise-en-place*, die zweite durch einen Prozess unabhängig von diesen und der für grössere Areale gleich wirksam gewesen ist. Der Verfasser hat des öfteren die erfahrenen kartierende Feldgeologen bewundert, mit welcher Sicherheit sie im Felde an der Prägung Primgranite von Sergraniten unterscheiden, oft ohne eine exakte Definition der unterschiedlichen Merkmale angeben zu können. Diese Prägung kann nur als Begleitprozess einer regionalen Granitisation entstehen.

Die Räume.

Das Minimum der Tiefe der granitisch-körnigen Erstarrung von magmatischen Tiefengesteinen ist auf 400—600 m geschätzt worden (10), das entsprechende des Granitisationsaktes auf 5—6 000 m (38). Zwischen diesen beiden Niveaus kann sich also in den allerungünstigsten Fällen zusammengedrängt die echtmagmatische Evolution von intrusiven Tiefengesteinen granitischer Zusammensetzung abspielen.

Die alten Sedimente der Svekofenniden sind, wo noch erkennbar, stark zusammengefoldet und nahezu oder völlig vertikalgestellt. Sie haben, wie die tektonischen Analysen, wo mehr oder weniger durchgeführt (vgl. z. B. 20, 21, 37), zeigen, eine oder mehrere bedeutende Kompressionsphasen durchgemacht und sind, der nahezu vertikalen Stellung ihrer Glieder nach zu urteilen, auf kleinstmögliche Räume reduziert worden. Eine Einschaltung von Neumaterial zwischen die so zusammengestauchten Glieder zur Zeit der Zusammenfaltung oder unmittelbar im Anschluss daran begegnet in Anbetracht der damaligen Tiefenlage der Sedimentserien ganz besonderen Schwierigkeiten (vgl. 8). Ausserdem scheinen die verschiedenen, ursprünglichen, sedimentären Räume, soweit Feldbeobachtungen einen Einblick gewähren, und wohl zunächst im Zusammenhang mit der ursprünglichen Beschaffenheit der Sedimente (= Faziesausbildung), in verschiedenen Stilen zusammengefoldet zu sein, bald eng wellig mit zahlreichen Querstauungen und im Detail wechselnden Streichen, also eng ineinander greifend; bald weitwellig, geradlinig, mit auf weite Strecken einheitlichem Streichen, Komplexe regelmässig isoklinaler Gefolgschaften bildend. Diese beiden Typen verhalten sich in ihrer extremen Ausbildung Einschaltungen von Neumaterial gegenüber etwas verschieden: im ersten Falle können kleinverteilte Einschaltungen sich dem Spiel der Falten,

je nach der Verteilung ihrer relativer Spannungen mit positiven und negativen Vorzeichen, einordnen; grösseren geschlossenen Einschaltungen stehen nahezu unüberwindliche Schwierigkeiten entgegen, soweit sie nicht gewaltsam durchbrechend, also mit Möglichkeiten von Wegschaffung überschüssigen Materials nach oben oder nach unten, auftreten; im zweiten Falle ist allenfalls eine Einschaltung von Neumaterial in spitzflachen Einheiten parallel der Dehnungs-b-Achse ein mehr oder weniger gangbarer Weg, wenn nicht der vorhin genannte Gewaltweg beschritten wird, der in den in Frage kommenden Tiefen schon wegen der geringen Differenzen in Beschaffenheit der Einschaltung gegenüber dem Wirtgestein doch schwere Bedenken erregt.

Das Gesagte gilt für Granitintrusionen im Niveau des heutigen Tagesschnittes der Svekofenniden; für dieselben ist der Intrusionsakt in erster Linie eine wichtige Raumfrage, die in dem Masse es sich um je höhere Niveaus in der Sedimentabfolge handelt, stetig desto mehr an Bedeutung — wegen der schrittweise sich anbietenden, wachsenden Ausweichmöglichkeiten — verliert. Solange die tektonischen Strukturen durch den Intrusionsakt nicht radikal gestört oder verstellt werden, sondern dieser sich in das allgemeine Strukturbild harmonisch einpasst, oder aber die Strukturen zu beiden Seiten der Intrusion, oder durch dieselbe, wenn auch diffus im Streichen, scheinbar ungestört fortlaufen, kann es sich nicht um einen raumerzwingenden Gewaltakt im vollen Ausmasse des sichtbaren Areals handeln. Es muss die Vorstellung entstehen von einem Ersatz von vorexistierendem Material mittels einer Erneuerung, die durch geringste raumbeanspruchende Veränderungen oder Zuschüsse sich vollzog, vorallem ohne Fortschaffung von bereits vorbefindlichen Material e n t g e g e n dem allgemeinen Energiefluss des Systems.

Es handelt sich im svekofennischen Grundgebirge Schwedens um drei Typen von (älteren) Granitaktionen: 1) die spitzlinsigen, zum Nebengestein scharf begrenzten Granitkörper, die mit echten Intrusionen vieles gemeinsam haben (zweiter Fall oben: hauptsächlich in der svionischen Serie — in Bergslagen); 2) die senkrecht zum allgemeinen Streichen des öfteren scharf begrenzten kleineren Areale, die im Streichen zerlappt, oft diffus und unregelmässig zu Ende gehen (ersten Fall oben: hauptsächlich im Sörmland-Gebiet); 3) die grossräumigen Granitareale mit reliktschen, orientierten Einschlüssen (oben als mehr oder weniger paradoxal bezeichnet: hauptsächlich das Upsala-Gebiet). Man könnte versucht sein, bei der derzeitigen Tiefenlage das letztere als ein gewaltiges Magmareservoir anzusehen, in dem sich die Differentiationen grossen Stiles vollziehen. Obgleich bereits der damalige geotektonische Zustand des svekofennischen Gebirges hiermit schwerlich in Einklang zu bringen ist, so zeigt die Feldbeobachtung, dass innerhalb des vermeint-

lichen Reservoirs keine undifferenzierte Masse anzutreffen ist, sondern dass die Gesteine bereits »fertig differenziert« vorliegen, genau wie innerhalb der Gebiete der kleineren Areale unter 1) und 2).

Die Kritik hat einen Vorschlag zur Lösung der Raumfrage bei der Bildung der (späteren) Sergranite gemacht (Fig. 4, S. 546). Obgleich als Versuch stark schematisiert, drängt die formale Andeutung der Raumfrage noch eindringlicher auf eine rationale Lösung. Ausserdem scheint in dem Schema der Temperaturgradient nur in invertierter Anordnung dem System Geltung verschaffen zu können.

Die Frage der Räume und ihre konsequente Beantwortung ist für das Verständnis des tieferen Präkambriums von überragender Bedeutung; sofern nicht widersinnige Lösungen in Frage kommen sollen, scheint ein Granitisationsakt den einzigen Weg zur Lösung zu gewähren.

Die Mobilisation.

Die Kritik sucht gleich eingangs festzulegen und unterstreicht sehr lebhaft (1, S. 525), dass gemäss den Darlegungen des Verfassers die Produkte der Granitisation nach Vollendung des Prozesses an Ort und Stelle verblieben sein sollen, dass »keine Intrusionen von flüssigen Magmakörpern« stattgefunden haben sollen. In der Fortsetzung meint sie feststellen zu müssen (S. 532), ohne auf die zahlenmässig in demselben Sinne laufenden speziellen Berechnungen des Verfassers Rücksicht zu nehmen (vgl. 2, S. 322), dass »die homogene Ausbildung, die die Granite auf grosse Strecken hin aufweisen, scheint eine sehr reichliche Zufuhr von Material erfordert zu haben, ja so reichlich, dass das ursprüngliche Material ein kleiner Bruchteil wird...¹ und wundert sich in der Fortsetzung: »Je reichlicher man das Zufuhrmaterial annimmt, desto mehr nähert man sich der älteren Auffassung und desto weniger brauchbar wird die Granitisationstheorie.«¹

Obgleich diese beiden Festlegungen, die teils dem Verfasser direkt zugeschrieben, teils unmittelbar aus seinen Zusammenstellungen, Berechnungen und Beobachtungen angeblich als Schlüsse gezogen werden könnten, einander widersprechen, so mutet es stark befremdend an, dass ein Granitisationsprozess als unbrauchbar gestempelt wird, weil sein Produkt sich sehr auffallend nähert den im Felde beobachteten intrusiven Gesteinen und ihren Gefahren in der Oberkruste und im Deckgebirge, für die die »ältere Auffassung« aufgestellt wurde. Ausser-

¹ Gesperret von der Kritik.

dem stimmt es nun garnicht mit der dem Verfasser zugeschriebenen »in situ«-Behauptung, die als Ausgangsposition der ganzen Kritik gewählt worden ist. Denn ganz im Gegenteil sucht der Verfasser jeweils zahlenmässig den Volumenzuwachs festzustellen, den der Granitisationsprozess an den untersuchten Sedimenten bewirkt hat, ohne Rücksicht auf ev. abwandernde Elemente zu nehmen. Der Volumenzuwachs innerhalb gegebener Räume, die nur wenig den Feldbeobachtungen gemäss erweitert wurden oder werden konnten (vgl. oben), führt zur Mobilisation, vom Verfasser in diesem Falle Rheomorphose benannt, des Granitisationsproduktes, in je höherem Ausmasse, je grösser der Volumenzuwachs ausfällt, wie es der Verfasser ausdrücklich betont hat (vgl. 2, S. 338). Die Mobilisation führt zu Fliessbewegungen, Differentialbewegungen, Fliessfaltungen, Durchbrüchen, Intrusionen in Richtung geringeren Widerstandes u. s. w., alles aus Feldbeobachtungen postulierte Erscheinungen, die so oft und ausführlich beschrieben worden sind, dass es dem Verfasser unnütz erschien, nochmals auf dieselben einzugehen. Die Prämissen der Kritik sind folglich fehlerhaft, sie hat ausserdem mit der »älteren Auffassung« das Raumproblem vollständig aus den Augen verloren.

Die Mobilisation der Sedimente als Anpassungsakt zu den gegebenen oder entstandenen Feldbedingungen bedient sich vor allem des bekannten Satzes, den Transformationen unter geringst möglichem Arbeitsaufwand genüge zu leisten. Ein flüchtiger Überblick über den Chemismus von regionalen Sedimenten gibt auch unmittelbar einen Einblick daraufhin, wieviel da Granitisationsmaterial (= »Emanation«) notwendig ist, um ihnen in jedem einzelnen Falle bei den jeweiligen niedrigsten Temperaturen (vgl. u. a. 6) den von Fall zu Fall höchsten, an die Raumbedingungen gebundenen Mobilitätsgrad zu verleihen. Nur so sind die sog. synorogenen Granitintrusionen zu verstehen, nur so kann das Problem der Intrusionstektonik und Wandertektonik (34) eine einigermaßen befriedigende Lösung erfahren. Und nur so erklärt sich zwanglos, ohne von den beiden vorhin zitierten Grundprinzipien geologischer Forschung (S. 3—4) Absage zu tun, die im Vergleich mit den Revolutionsprodukten jüngerer Geosynklinalbildungen sehr merkbare Verschiebung im quantitativen Bestand und Mengenverhältnis der Sedimente innerhalb äquivalenter Bildungen des älteren und ältesten Präkambriums. Denn gibt man mit LAITAKARI (l. c.) zu, dass in dem ältesten Grundgebirge die recht weitverbreiteten Anhäufungen von Graphit in gewissen Sedimenten Zeugen von ehemaligem, recht reichen organischen Leben sind, und zieht man in Betracht, dass die entsprechenden Wirtgesteine während eines Mittelalters der Erde gebildet worden sind (vgl. S. 4), so muss, wie schon früher

hervorgehoben worden ist (2), eine umso grössere, mit der Gegenwart vergleichbare Menge von Kalksteinen dortselbst ursprünglich vorgelegen haben. Das tiefere Präkambrium wird aber nahezu hauptsächlich durch seine Armut an Kalksteinen charakterisiert und sogar definiert. Zu einem Zustand, vergleichbar mit dem des fennoskandischen Präkambriums, können bei voller Berücksichtigung der Raumfrage und der folgerichtigen Mobilisationen nur granitisationsähnliche Prozesse beigetragen haben.

Die Grenzen.

Die Grenzen des Granitisationsaktes werden vor allem, wie es WEGMANN so klar illustriert (41, Fig. 4) und beschrieben hat, durch die Temperatur bedingt, dem »Vorrücken der Migmatitfront« und dem »Vorrücken der Abkühlungsfront«. Dann aber auch von dem Granitisationsvermögen des Gesteins, d. h. von der Grösse der Differenz im Chemismus gegenüber dem Endprodukt der jeweiligen grössten Mobilität. Dass die erstere in ursprünglich stratigraphisch höheren Teilen des Gebirges zurückbleibt und viele dem Granitisationsakt sonst leicht zugängliche Sedimente dort von der Granitisation vollständig verschont werden (die hangendsten Teile der svionischen Bergslagenserie: Grythytan u. dgl.), dürfte wohl kaum einer speziellen Erklärung bedürfen. Die mengenmässig geringe Granitisation der svionischen Serie überhaupt und ihrer Hangendteile im besondern dürfte u. a. ein Hinweis auf ihre höhere stratigraphische Lage im Sinne des Verfassers sein. Hieraus aber den Schluss zu ziehen, dass die Granitisation unbedingt »diffuse Grenzen« und »eine abnehmende Stärke« (1, S. 527) nach aussen ausbilden sollte, dürfte durchaus fehlerhaft sein. Da die Granitisation eine gewisse Kulmination der Metasomatose bedeutet, die in der Mobilisation (Rheomorphose) ihren definitiven Ausdruck findet, bilden sich schon bei diesem Akte der Differentialbewegung die scharfen Grenzen aus.

Innerhalb der Temperaturgrenzen dürften die ursprünglichen Anisotropieflächen (Schichtflächen) der Sedimente, die durch eine oder mehrere Tektonisierungen desweiteren oft verschärft werden, überaus wichtige Grenzen der Granitisation sowie der Rheomorphose repräsentieren. Je näher diese Flächen der Temperaturgrenze im Hangenden liegen, desto schärfer dürfte sich die deutliche und »schichtweise« Scheidung der Granitisation abspiegeln. Je weiter ab von der oberen Grenze, in Bereichen höherer Temperatur, sich dieser Akt abspielt, desto weniger werden die Anisotropieflächen berücksichtigt und solche von weniger ausgeprägten Ausbildung und Gegensätzlichkeit scheiden

als Grenzflächen gänzlich aus. Das ist auch ohne weiteres verständlich, denn die faziell verschiedenen Sedimente haben natürlich eine vollständig verschiedene Fähigkeit die »Emanationen« (auf Diffusionswegen) weiterzuleiten, nicht nur betreffs ihrer qualitativen, sondern auch der quantitativen Zusammensetzung, worauf der Verfasser bereits früh ausdrücklich aufmerksam gemacht hat. Das Diffusionsvermögen steigt mit steigender Temperatur, ungleich rasch bei verschiedenen Sedimenten, was ebenfalls durch zahlreiche Experimente belegt worden ist. Die Rheomorphose in solchen, mit erhaltenen Anisotropieflächen wechselnder Mächtigkeiten ausgestatteten Arealen bewirkt meist lokale, selten regionale Brecciiierungen dieser »Septen«, es entstehen »Agmatite« u. dgl.; die Bruchstücke können je nach ihrer regionalen Lage mehr oder weniger, oder garnicht innerhalb des rheomorphen Zuges chemisch beeinflusst oder assimiliert, die Grenzen mehr oder weniger scharf sein, ein Verhalten, welches mittels der »älteren Auffassung« durchaus keine Erklärung findet, ebensowenig wie die chemische Analogie zwischen den älteren »Leptiten« (Vulkaniten) und jüngeren »Urgraniten« (Primgraniten) innerhalb mehr oder weniger eng begrenzter Areale irgendwie kausal beleuchtet werden kann. Auch mit den rheomorphen Prozessen stehen lokale, überschneidende Gänge im Zusammenhang.

Die scharfen, »quantitativ untergeordneten Randfaziesbildungen mit ihren Leptit-artigen Charakter und ihrer chemischen Zusammensetzung« abweichend von den »Haupttypen der Urgranite« (1, S. 529) sind eine so gewohnte Erscheinung innerhalb der Svekofenniden, dass über ihre mineralogische und chemische Abnormität in der »älteren Auffassung« garnicht weiter reflektiert wird. Sie sind nämlich feinkörniger, kieselsäure- und alkali-(kali-, resp. natron-)reicher sowie mehr felsisch als das Hauptgestein. Theoretischen und experimentellen Erfahrungen nach müssten sich an den Abkühlungs-(Kontakt-)flächen kieselsäurearme Erst- oder wenigstens Frühkristallisationen ausscheiden, während hier die Letztkristallisationen ausschliesslich sich breit machen. Entweder 1) sind es also keine Abkühlungsflächen, oder 2) Experiment und Theorie haben keine Anwendung im Präkambrium, oder aber 3) eine liquide Differentiation zur Grenzfläche hin fand statt, da Assimilation als ausgeschlossen angesehen wird. Keiner dieser Fälle trifft ja zu. Nur ein Granitisationsakt gibt eine plausible Erklärung: die Alkalien oder Alkalialuminate oder-Silikate als partielle und meistbewegliche Partner der »Emanations«-Masse stauen sich an der impermeablen oder wenig permeablen Anisotropie- und Grenzfläche an und verschieben dadurch den ursprünglichen Chemismus in Richtung eines Vulkanites. In jedem Falle aber entscheiden zu können, was für ein Ausgangsmaterial dem Granitisationsakt ausgesetzt gewesen ist, dürfte

ur nach eingehenden regionalen Untersuchungen mit spezieller Zielsetzung gelingen können.

Zu den Erscheinungen, die an ausgeprägte, und zwar dichtliegende Anisotropieflächen des Wirtmaterials gebunden sind, gehört auch das Adergneisphänomen. Die Adergneise sind so oft mit mehr oder weniger eingehenden Details beschrieben worden, dass sie ziemlich häufig als mechanisches Paradoxum vom Standpunkt der »älteren Auffassung« bezeichnet worden sind. Dass das Phänomen in gewissem Zusammenhang mit speziellen Augengneisen auftritt und regional an gewisse bestimmte Wirtgesteine gebunden ist, dürfte wohl allgemein gegeben werden müssen. Weniger allgemein scheint die Erkenntnis zu sein, dass das Feldspat-(Quarz-)Material der Adern nur eine äussere, nicht entfernte Ähnlichkeit (betreffs Korngrösse des Feldspats u. a.) mit echten pneumatolytischen Pegmatiten hat, jedoch genetisch von ihnen recht verschieden ist, wie u. a. von SCHEUMANN (31) wiederholt häufig unterstrichen wurde: das regionale Feldauftreten gibt die Adergneise als Bildungen recht bedeutender, mit dem Granitwerden gleichlaufenden Tiefen an, während die echten Pegmatite schon stark von der allgemeinen Abkühlungsfläche abhängig sein sollen; zudem haben in den Adergneisen die postulierten flüchtigen Bestandteile, die gerade in diesen Tiefen Veranlassung zum Auftreten retrograder Siedezustände geben sollten, keinerlei Spuren hinterlassen. Ferner verlangt die innige »t-p-lit«-Verzahnung des injizierten Neumaterials mit dem aufgefärrteten Wirtgestein nach der »älteren Auffassung« einen sehr hohen Flüssigkeitsgrad, also in Anbetracht des vorhin gesagten sehr hohe Temperaturen des ersteren, während der mechanische, chemische und mineralogische Zustand des letzteren wohl keiner dieser Bedingungen entspricht oder entsprochen hat. Schliesslich beträgt das Neumaterial der Adern in dem typischen Adergneis, mengenmässig geschätzt, ein Viertel bis etwa die Hälfte des sichtbaren Wirtgesteins; eine entsprechende Volumenzunahme des umgewandelten Gesteins kann feldgeologisch und regional auch entfernt nicht nachgewiesen werden. Die Adergneise sind, so ist wohl ziemlich allgemein der Standpunkt des objektiven feld- und Laboratoriumbeobachters zusammenzufassen, in der »älteren Auffassung« ihrer Granitkomponente keine adäquate Erklärung.

Mit den älteren Primgraniten sind rel. spärliche und nur recht schlecht ausgebildete (wenig »typische«) Adergneise vergesellschaftet. Das ist aus zwei Gründen leicht verständlich: 1) die Anisotropieflächen, für die Adergneisbildung jeglicher Auffassung richtunggebend, sind primär doch wenig scharf und tektonisch nur wenig verschärft und dann mehr lokal ausgebildet, sie entsprechen meist primären Schichtflächen; in dem Granitisationsstoff (= »Emanation«) dominiert das leichtbe-

wegliche (weil von geringerem Jonenradius und weniger mit anderen Elementen isomorph liiert?) Natrium, das wenig von den Anisotropieflächen zweiten und dritten Grades gebunden und in seinen Diffusionswegen gehindert wird; es bilden sich leichter homogene Granite. — Das eigentliche Zuschussmaterial der Adergneise sind die Sergranite (= »spätsvionische Granite«), und aus denselben zwei Gründen sind jene gern spättektonisch: 1) die ursprünglichen Anisotropieflächen, durch Thermometamorphose leicht verschärft, haben sich innerhalb der Wirtgesteine dank den starken und wiederholt gleichgerichteten Deformationen eine bedeutende Geltung verschafft; 2) in dem Granitisationsstoff (= »Emanation«) hat sich bereits das Kalium einen bedeutenden Vorrang verschafft (vgl. unten); es ist auch etwas weniger beweglich (grösserer Jonenradius?) und respektiert die verstärkten Anisotropieflächen als Diffusionsgrenzen in bedeutend mehr ausgeprägtem Grade. Fliessfaltungen verschärfen und verschleiern gern das Bild der Genese. — Aus diesen Betrachtungen, die teilweise direkt an Feldbeobachtungen anknüpfen, geht auch hervor, dass ursprüngliche Tonsedimente in der Hauptsache als Wirtgesteine von Adergneisen (und einem Teil der Augengneise) in Betracht kommen können; denn, wie die Feldbeobachtungen, auch an modernem ozeanographischen Material (9), zeigen, es sind die Tonsedimente im Detail einem raschen Wechsel der Zusammensetzung senkrecht zur Schichtung ausgesetzt. Auch die regionale Position der Adergneise im System alter Gebirgsketten, sowie der Befund am Material selbst, im Handstück und im Felde, dürfte meist ein Tonsediment als Wirtgestein angeben. Die typische Adergneisbildung ist also an vier Spezialbedingungen geknüpft: 1) die der Zusammensetzung des Wirtgesteins; 2) die der ausgeprägten Tektonisierung desselben; 3) die der speziellen Temperatur, bei der die sekundären Grenzflächen als solche noch wirksam sind; 4) die der Zusammensetzung der »Emanation« (K-Vormacht = »spättektonischer Granitaufstieg«). Sie ist also im engeren Sinne ebenfalls eine Funktion der Grenzen.

Die Selektion.

Das Verhalten der mannigfachen Sedimente und Primärgesteine der Geosynklinale der granitisierenden »Emanation« gegenüber ist natürlich grundverschieden. Fasst man den Prozess der Granitisation als einen passiven Diffusionsvorgang bei wechselnden, auch rel. niedrigen (6) Temperaturen auf, so ist er, ausser von der Korngrösse, auch von Struktur, dem Zustand (kristallin—glasig) und vielleicht auch von der Art der Zementation des Wirtgesteins abhängig, wie das die Untersuchungen der Heliumquantitäten in den Gesteinen zeigen (vgl. 23, 36).

die »Emanation« als eine »neutrale« Lösung aufzufassen, so ist es hauptsächlich Korngrösse, Kornform und der Grad der Zementation, die bestimmend auf die fortschreitende Bewegung einwirken. Ist aber der zuwandernde Stoff aktiv, so verändert sich sofort die Situation; die weilige Zusammensetzung des Gesteins spielt eine entscheidende Rolle bei der stofflichen und mengenmässigen Zusammensetzung der Wandermassen. Eine Art der Komponenten wird restlos fixiert, eine andre wandert ungestört weiter und wird erst in einem andren Milieu fixiert, mit allen zwischenliegenden Stufen. Dieses ist, wie der Verfasser stets angegeben, schon längst von andrer Seite festgestellt und nun auch von der Kritik für eigene Urheberschaft unterstrichen worden (I, S. 538). Dass dieser Wechsel der Zusammensetzung nicht regellos sein kann, sondern eine gewisse rhythmische und geregelte Anordnung besitzen muss, und zwar in Abhängigkeit von der passierten Weglänge, dafür spricht die über grössere Areale regelmässige Verteilung der Sedimente längs den passierten Weglängen. Wenn dann aber die Kritik meint, sagen zu müssen (I, S. 532), ob nicht »für jeden Granitkörper eine besondere Zusammensetzung der granitifizierenden Lösungen anzunehmen.«¹ ist, so heisst das doch die Feldverhältnisse und die daran knüpfenden Auseinandersetzungen des Verfassers auf den Kopf zu stellen. Es wurde vorhin und auch an andern Stellen nicht scharf dazu Stellung genommen, ob der Prozess der Granitisation durch Lösungen oder auf irgendwelchen andren Wegen etwa durch Diffusion von Gasförmigen? im Festen = »Emanation«) vor sich geht. Bevor die Beweisreihen fester geknüpft sind, ist das im Grunde genommen gleichgültig; für den angedeuteten Weg der Lösungen bleibt es doch immerhin zu bedenken, dass die Spuren des Lösungsmittels, wohl in den meisten Fällen als Wasser zu bezeichnen, nahezu vollständig in den meisten Fällen fehlen oder ganz verschwindend sind, aber aber nur in den äussersten Reichweiten der Einwirkung (beispielsweise bei der regionalen Sericitisierung) gerade noch sich bemerkbar machen und dann als nahezu selbständige und mit den übrigen Fixierungen ebenbürtige Vorgänge registriert werden müssen. Es scheint daher widersinnig, einen solchen Prozess mit pneumatolytischen und hydrothermalen Prozessen zu vergleichen und gleichstellen zu wollen, deren Aktionsstoffe eine Vorstellung von Lösungen meist konstanter chemischer Gruppierung bestimmter (wasserreicher) Art erwecken und deren Produkte von ganz andrer Gestaltung sind, als die in diesen Fällen in Frage kommenden. Auch die Begriffe »Ichor« und »granitischer Saft« sind, als mehr oder weniger bestimmte Kristallisationsreste granitischer Magmen gestempelt, unbrauchbar geworden, da der Che-

¹ Gesperrt von der Kritik.

mismus des Zuschusses, wie wiederholt gezeigt wurde, des öfteren in geringstem Ausmasse stofflich, physikalisch und der Position nach einem solchen Kristallisationsrest entspricht. Daher ist vielleicht »Emanation« (vgl. oben, S. 6) als neutraler Begriff die beste Bezeichnung eines »Zuschusses«, der durch adsorptive Selektion und andr. chemische Prozesse stetig und sprungweise in seiner Zusammensetzung verändert wird.

Der Immigration von Stoffen, die in geologischen Zeiten die Granitisierung bestimmter stratigraphischer Glieder bewirken, entspricht natürlich auch eine Emigration, deren Umfang, Reichweite und Zusammensetzung jedoch viel schwerer zu schätzen oder gar zu bestimmen ist. Dass sie in gewissen Fällen recht bedeutend sein muss, wurde an dem Beispiel der Granitisation des Kalksteins gezeigt. Es wurde dabei auch angedeutet (2, S. 330), dass gewisse Stoffe, z. Beisp. Mg, Si u. a., bereits vor dem eigentlichen Granitisationsakt fixiert werden und den nunmehr allbekannten Prozess der Magnesiametasomatose u. dgl. einleiten. Wie auch hervorgehoben wurde, ist diese Metasomatose ein selektiver Prozess der »Emanations«-Einwirkung, also nur graduell an Stoff (und Menge?) von dem Produkt der Rheomorphose unterschiedlich. Betreffs der mengenmässigen und stofflichen Grenzziehung zwischen beiden Prozessen muss dasselbe gesagt werden, was TERMIE zu Beginn der Einbürgerung der Überschiebungslehre geäussert haben soll: »Ce n'est que le premier kilomètre qui coûte«. Als drittes Moment bei der Granitisation muss die lokale Anreicherung von Stoffen hervorgehoben werden, die in dem ursprünglichen Sediment oder Frühgestein sich in einem Zustande extremer, primärer oder sekundärer (17) Dispersion befunden haben. Es sind das vornehmlich diejenigen Stoffe, die dem allgemeinen silikatischen Aufbau bei den in Frage kommenden rel. niedrigen Anfangstemperaturen (6) der Metasomatose und Granitisation meist fremd sind (z. B. P bei der Granitisation des Kalksteins, vgl. 2, S. 331). Die Anreicherung, oft das Produkt bedeutender räumlicher Konzentrationen, kann, wenn sie einigermassen kompakt wird, die komplette Granitisation, deren Grenzflächen sie angehört, überdauern und als »unmotivierter« Einschluss oder Segregation wechselnden Umfanges sowie »allochthoner« Zusammensetzung ev. sogar praktische Bedeutung erlangen. Wenn es dieses ist, das die Kritik durch die Worte: »dieser Fraktionierungsprozess, den der Verfasser entdeckt hat, ist natürlich etwas ganz anderes als der Granitisierungsprozess den BACKLUND meint« (1, S. 541) andeutet, so ist die Grenzziehung, um Wortklaubereien zu entgehen, auch in diesem Falle recht unverständlich, denn es handelt sich hier unzweifelhaft um passive Selektionsprozesse im Zusammenhange mit der Granitisation.

Auch der (»spätsvionische«) Sergranit (= Hangögranit, also der ursprüngliche Migmatitgranit, vgl. oben, S. 5) ist das Produkt einer selektiven Granitisation. Da das Grundgebirge zur Zeit seiner Bildung in grosser Erstreckung von Primgraniten und den Begleitprodukten einer Mise-en-place repräsentiert war, musste in dem stofflichen Bestand der zweiten, späteren »Emanation« durch eine Selektion bedeutende Umgruppierungen auftreten. Eine Überschlagsrechnung hierüber zur Gewinnung zahlenmässiger Daten dürfte sich nicht allzu komplex gestalten. Davon gibt ebenfalls die rel. einheitliche, mikroklinreiche Ausbildung des Granits Aufschluss. Auch die Raumfrage musste wegen der vorangehenden, reichlichen Granitisation des Gebirgsgrundes ab und zu etwas mehr ausgeprägt mit Anwendung von Gewaltmitteln durch lokale tektonische Umstellungen, die jedoch lange nicht den vollen Raumdimensionen und Ansprüchen der Sergranite völlig entsprechen, gelöst werden. Die ausgesprochen reichliche Begleitung von Pegmatiten (vgl. oben) ist ebenfalls auf das Konto der Selektion zu schreiben. Bei einer Granitisation, beispielsweise von Kalksteinen innerhalb von »leptitischen« Arealen (Malingsbo), dringt trotz allem sowohl das sergranitische, als auch das durch ursprüngliche Wechsellagerung bedingte Selektionsbild durch (1, S. 543). Denn eine Assimilation in der »älteren Auffassung« befriedigt auch in diesem Falle nicht die Frage des Raumes, lässt ausserdem die fortschreitende Zonierung von Neuprodukten an den Kalksteinkontakten der bekannten Beschreibungen, z. B. v. ECKERMANN'S (13, 14) ausserhalb jeder kausalen Diskussion. Gerade die sehr beschränkt lokale Beeinflussung von Graniten durch »assimilierte Massen«, denen man gemäss den feldlichen Verhältnissen ganz ansehnliche Areale durch Extra- und Interpolation zuschreiben müsste, wirkt zumindest befremdend, auch deshalb, weil die Dichtedifferenz zwischen »Assimilierendem« und »Assimiliertem« zur beschleunigten Fortschaffung des Überschusses nach unten zu gering ist. Andererseits scheint bei extremer Dichtedifferenz (Eisenerz-»Leptit«-Granit, vgl. 1, Fig. 3) kein merkbarer Unterschied im Sinkvermögen, bzw. in der Tendenz zum Fortschaffen der verschiedenartigen »Assimilationsreste« innerhalb des granitischen Magmas in Erscheinung zu treten. Schliesslich geben die »Basite« (Grünsteine u. dgl.) verschiedener Position innerhalb der Svekofenniden, die den »basaltisch-ophiolitischen« Folgschaften und ihren Tiefenäquivalenten jeweils verschiedene Alters innerhalb jüngerer Geosynklinalbildungen entsprechen, ein vortreffliches Bild von den selektiven Einwirkungen der »Emanation« und bestätigen vollauf die Regeln der GOLDSCHMIDT-BOWENSchen Reaktionsserien. Da in diesen Fällen die gleichmässige Zusammensetzung der Edukte (= Basite) recht gut bekannt sein müsste, so wür-

den an der Hand der sehr variierenden und reichen Produkte und ihrer Auflockerungsvarianten recht genaue Studien der Selektion bzw. der Metasomatose an ihnen durchgeführt werden können. Die Metasomatose bzw. die Selektion baut die genetischen Brücken zu den umgebenden Graniten rückwärts wieder auf (vgl. 1, S. 529), wie auch die »ophiolithischen« Intrusionen und Extrusionen als Einleiter des Aufstiegs der Isothermalfächen Brücken nach vorwärts bauen.

Schluss.

Erst nach langem und ernstlichem Zaudern hat der Verfasser in der obenstehenden Auseinandersetzung der Kritik gegenüber das Wort ergriffen. Vieles von dem, was vorhin dargelegt wurde, ist bereits mit andern Worten und vielleicht mit etwas engerer Zielsetzung von WEGMANN (41) in klarer Weise zusammengefasst worden. Seine Erfahrungen hat der Letztere z. T. aus denselben Feldgebieten, doch vollständig unabhängig vom Verfasser, geschöpft, vielleicht in engerer persönlicher Fühlung mit J. J. SEDERHOLM als sonst jemand von der fennoskandischen Opposition, den derzeitigen Verfasser nicht ausgenommen. Ein eingehendes Studium von WEGMANNs wichtiger Zusammenstellung, mit Bezugnahme auf die jeweiligen Feldbefunde, würde die Kritik vielen Missverständnissen enthoben haben.

Der Verfasser hat, ausgehend von den Gedankengängen J. J. SEDERHOLMS, denen er zu Anfang ihrer Promulgation kritisch gegenüberstand, und reichlich sich stützend auf die Untersuchungen HOLMQUISTS, ESKOLAS, GEIJERS, MAGNUSSONS u. v. a., versucht, im Laufe einer nahezu zwanzigjährigen akademischen Lehrertätigkeit ein adäquates und einigermaßen gleichmässig harmonisches Bild von der geologischen Entwicklung des präkambrischen Fennoskandias aufzubauen. Aus der Wust widerstreitender Meinungen (vgl. u. a. WEGMANN 41, S. 207: »z. B. in Schweden noch jetzt als Liquefactionstheoretiker vorkommen«), aus hunderten von neutral-sachlichen Kartenblattbeschreibungen, auf zahlreichen kürzeren und längeren, gemeinsamen und solitären Exkursionen hat er Stück für Stück, stetig verändernd, modifizierend, vergleichend mit Gebieten andrer temporaler und regionaler Position und unabhängig von Landesgrenzen vorgehend, die Bausteine zusammengeklaut. Fehlerhafte und vorfrühe Deutungen hat er berichtigt, Unwahrscheinliches ausgemerzt, nebelhafte Begriffe schärfer definiert, scheinbar katastrophale Ereignisse zu greifbaren Dimensionen reduziert, unscharf verschwimmende Prozesse versucht innerhalb von Zahlenreihen einzuengen, Isoliertes verknüpft; alles Kleinarbeit, von der er nur die stets wiederkehrenden akademischen Vorlesungen über Fennos-

randias Gebirgsgrund Zeugnis ablegen könnten. Endlich hat er den Rahmen des Aufbaus vorgelegt, an dem, wie er meinte, ein konsequenter Weiterbau möglich sei. Wie eingangs erwähnt, war der Verfasser auf eine scharfe Kritik gefasst, dass sie aber auf ein absolutes »non possumus« gerade von einer Seite, die doch stets der intensiv variierenden Metasomatose eine äusserst ausgiebige Bedeutung in dem Grundgebirge Schwedens zuerteilt hat, und in der Form einer absoluten Abwehr auslaufen sollte, war weniger zu erwarten. Um so weniger, als eine deutliche Konvergenz der Deutungen hier und, trotz einer gewissen Vorliebe für ältere Schemen, auch dort auf nahezu jeder Seite der Kritik Dr. MAGNUSSONS herauszulesen ist.

A n g e f ü h r t e S c h r i f t e n .

1. MAGNUSSON, N. H.: Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für Svionische Granite und Gneise Mittelschwedens. Dies. Zeitschr. 59. 1937. 525—548.
2. BACKLUND, H. G.: Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. Bull. Comm. Géol. Finl. 115. 1936. 293—347.
3. —, Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. Geol. Inst. Ups. 27. 1937. 219—269.
4. —, The problems of the Rapakivi granites. Journ. Geol. Suppl.-Vol. (im Druck), 1938.
5. —, The Rapakivi puzzle. Dies. Zeitschr. 60. 1938. 105—112.
6. BARTH, TOM. F. W.: Die Temperatur der Anatexis des Urgebirges im südlichsten Norwegen. Centralbl. f. M. 1929 (A). 120—127.
7. —, The large pre-Cambrian intrusive bodies in the southern part of Norway. Rep. XVI Geol. Congr. Wash. 1937. 297—309.
8. COLLINS, W. H.: Relations of subjacent igneous invasion to regional metamorphism Amer. Journ. Sc. 201. 1921. 180.
9. CORRENS, C.: Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Ozeans. »Meteor«-Exp. 1925—27. III. 3. 1—2. Leipzig 1935/37.
10. DALY, R. A.: Igneous rocks and the depths of the Earth. N. Y. and London 1933 S. 126.
11. DRESCHER, K. F., und STORZ, M.: Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen am Bergeller Granit. N. Jb. B. B. A. 54. 1926. 284—291.
12. ECKERMANN, H. v.: The Genesis of the Rapakivi Granites. Diese Zeitschr. 59. 1937. 503—524.
13. —, The rocks and contact minerals of the Mansjö mountain. Ibid. 44. 1922. 203—410.
14. —, The rocks and contact minerals of Tennberg. Ibid. 45. 1923. 465—536.
15. ESKOLA, P.: Conditions during the earliest geological times. Ann. Ac. Sc. Fenn. A. 36. 4. 1932.
16. HOLMES, A.: The age of the Earth. London 1937.
17. —, The origin of the primary lead. Econ. Geol. 32. 1937. 763—782.
18. —, The petrology of the Katungite. Geol. Mag. 74. 1937. 201—219.
19. KOSSMAT, FR.: Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. Sitz.-Ber. Preuss. Ak. Wiss. Phys.-math. Kl. 24. 1937. 1—20.
20. KRANCK, E. H.: Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden in Finnland III. Kinetisch-geologische Studien im Schärenhof von Ekenäs (SW-Finnland). Bull. Comm. Géol. Finl. 101. 30—53.
21. —, Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden in Finnland IV. Über Intrusion und Tektonik im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Porkkala. C. R. Soc. Géol. Finl. 10. 1937. 69—91.
22. LAITAKARI, A.: Die Graphitvorkommen von Finnland und ihre Entstehung. Geol. Kom. Finl. Geotekn. Medd. 40. 1925.

23. LANE, A. C., and URRY, W. D.: Ages by the Helium Method I. Keweenawan. Bull. Geol. Soc. Am. 46. 1935. 1101—1120.
24. LARSSON, W.: Chemical analyses of Swedish rocks. Bull. Geol. Inst. Ups. 24. 1933. 47.
25. LOKKA, L.: Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. Bull. Comm. Géol. Finl. 105. 1934.
26. LUNDQVIST, G., och HJELMQVIST, S.: Beskrivning till kartbladet Småedjebacken. S. G. U. Ser. Ac. 181. 1937.
27. MAC GREGOR, M.: The western part of the Criffel-Dalbeattie igneous complex. Q. J. G. S. 93. 1937. 457—486.
28. QUIRKE, T. T.: Killarney gneisses and migmatites. Bull. Geol. Soc. Am. 38. 1927. 753—770.
29. REYNOLDS, DORIS L.: Contact phenomena indicating a Tertiary age for the gabbros of the Slieve Gullion district. Proc. Geol. Ass. 48. 1937. 247—275.
30. —, Demonstrations in petrogenesis I. Min. Mag. 24. 1936. 367—407.
31. SCHEUMANN, K. H.: Metatexis und Metablastesis. Min. u. Petr. Mitt. 48. 1937. 402—412.
32. —, Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. Min. u. Petr. Mitt. 48. 1937. 297—302.
33. SEDERHOLM, J. J.: On the sub-Bothnian unconformity and Archaean rocks formed by weathering. Bull. Comm. Géol. Finl. 95. 1931.
34. SUSS, F. E.: Bausteine zu einem System der Tektogenese I. Periplutonische und enorogene Regionalmetamorphose in ihrer tektogenetischen Bedeutung. Fortschr. d. Geol. u. Pal. herausgegeben. v. W. Soergel. 13. 2. 1937.
35. TIMOFEEV, V. M.: Petrography of Karelia (russisch). In: Petrography of the USSR. Ac. Sc. Leningrad 1935.
36. URRY, W. D.: Ages by the Helium Method II. Post-Keweenawan. Bull. Geol. Soc. Am. 47. 1936. 1217—1234.
37. WEGMANN, C. E., and KRANCK, H. E.: Beiträge zur Kenntnis der Svekofenniden. I. II. Bull. Comm. Géol. Finl. 89. 1931.
38. WEGMANN, C. E.: Geologische Merkmale der Unterkruste. Geol. Rundschau. 27. 1936. 43—47.
39. —, Preliminary report on the Caledonian orogeny in Christian X's land (North-East-Greenland). Medd. om Grönl. 103. 3. 1935.
40. —, Sur la structure des vieilles chaînes de Finlande. C. R. Soc. Géol. Fr. 1928. 31—32.
41. —, Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26. 1935. 305—350.

Minerals of the Varuträsk Pegmatite.

X. Spodumene and its Alteration Products.

By

PERCY QUENSEL.

(MS. received March 19th, 1938.)

Spodumene was during the first two years' work at Varuträsk only found in a few stray specimens and was consequently thought to be of rare occurrence. During more extensive quarrying in 1936—1937 considerable quantities of the mineral were however brought to light, and was also the case with amblygonite and petalite, so that now hundreds of tons, principally containing these minerals, have been recovered from the eastern quarry and heaped.

Like several of the other Varuträsk minerals, spodumene occurs in differing modifications. The first specimen found was semitransparent of a wine-yellow colour. This type has as yet only been found in one specimen and is evidently of rare occurrence. The later and greater finds are translucent to opaque and of a milky white colour.

Parts of the larger masses of spodumene show a distinctly columnar structure, other parts are developed in lamellar or tabular forms. In the eastern quarry many individual crystals attain huge dimensions. Fig. 1 shows a single crystal measuring over $1\frac{1}{2}$ m in length, and still the upper part is not preserved. The diameter of this individual is between 25 and 30 cm. The spodumene of Varuträsk is often very much intermixed with quartz; many single specimens are found to consist only of these two minerals in about equal proportions.

Cleavage is in the more massive forms especially prominent after (100), occasioning the pronounced tabular structure of this modification. The more slender columnar crystals show well defined prismatic faces and good cleavage also after (110).

The optical properties show no divergences in the different types. Refractive indices: $\alpha = 1.661$, $\beta = 1.666$, $\gamma = 1.676$, $\gamma - \alpha = 0.015$. Two analyses on the two different types of spodumene from Varuträsk have been executed by Miss BERGGREN, which show that the two modifications are also chemically practically identical.

	1.	2.
H ₂ O < 105°	0.06	0.07
H ₂ O > 105°	0.48	0.24
SiO ₂	64.89	64.34
TiO	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.74	27.01
Fe ₂ O ₃	0.57	0.24
FeO	0.04	0.00
MnO	0.01	0.01
CaO	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00
K ₂ O	0.16	0.08
Na ₂ O	0.05	1.04
Li ₂ O	7.12	7.00
	100.12	100.03
Sp. gr.	3.163	3.130

1. Spodumene, Varuträsk. Semi-transparent, wine-yellow type.
2. Spodumene, Varuträsk. Opaque, milky white type.

The complete absence of CaO and MgO in both analyses as well as the low content of FeO and MnO show the spodumene of Varuträsk to be of exceptional purity. The proportions of the three principle components in both analyses come very near the theoretical composition for spodumene, which requires 64.5 SiO₂, 27.4 Al₂O₃ and 8.1 Li₂O. The somewhat higher content of Fe₂O₃ in the semitransparent type, anal. no. 1 above, is of interest as a higher amount of Fe₂O₃ is characteristic of the gem varieties kunzite and hiddenite, towards which this type by its semitransparent development shows a tendency to converge.

At Varuträsk the spodumene has frequently succumbed to intensive hypogene alteration, as also reported from so many other similar localities. Reviewing the literature on alteration products of spodumene, one meets only few detailed descriptions of the decomposition processes; in most cases a short notice that spodumene has been found highly altered to some clay substance, to pinite or killinite or other vaguely defined secondary products is all that is given. A short recapitulation of the rather scanty literature on the subject can be convenient to have at hand and may therefore precede the description of the alterations at Varuträsk.

From the pegmatites of Goshen and Chesterfield, Mass., JULIEN¹ has first in 1879 given a detailed description of the alteration of spodumene. The following year BRUSH and DANA's excellent investigation on the same subject, relating to the pegmatites of Branchville, appeared in print. The alteration products at the former locality were according to JULIEN cymatolite and killinite, analyses were given for both these minerals and formulas calculated. BRUSH and DANA² have, however,

¹ Ann. N. Y. Acad. Sc. 1, 1879, p. 18.

² Am. Journ. of Sc. 20, 1880, p. 257.

conclusively shown that the corresponding cymatolite from Branchville is not a definite mineral but only »a remarkably uniform and intimate mechanical mixture of muscovite and albite». The same authors describe another alteration product of the Branchville spodumene under the name of β -spodumene, at first sight also an apparently homogeneous



Fig. 1. Large Spodumene Crystal, Eastern Quarry, Varuträsk. Over $1\frac{1}{2}$ m in length. Upper part fresh, lower part, below broken line, highly altered to cimolite.

substance which seemed to mark the first step in the alteration. Further studies showed however that also this substance was an intimate mechanical mixture of two minerals, eucryptite (Na-nephelite) and albite. RUSH and DANA further name killinite as a third alteration product of spodumene from Branchville but come to the conclusion that this hydrous silicate of aluminium and potassium, ordinarily included among the pinite group of minerals» is a »more or less impure material, having the same want of homogeneity and definite composition that is so often observed among the minerals of the pinite group». It is however considered to be formed immediately from the original spodumene, since it so commonly showed its cleavages. Lastly a

fourth alteration product is described as montmorillonite, occurring so intimately with spodumene that it is presumed to owe its origin to that mineral.

Of other authors, who have dwelt on the alterations of spodumene, I will restrict myself to those of later date as inbetween very little of any consequence has been published.

LANDES¹ mentions incidently that spodumene of the Maine pegmatites is often intensely kaolinized. Often the original structures of the spodumene are preserved, giving a true pseudomorph of kaolin after spodumene. JENKS² speaks of pinite as a dull green replacement of spodumene from Collins Hill, Portland, Conn., working in from crystal boundaries or along cleavages. A nearer description of the alteration product is lacking.

SCHWARTZ and LEONARD³ give an interesting series of analyses relating to the alteration of spodumene from Etta Mine, S. Dakota. The more complete stages of decomposition are described as «corresponding closely to the descriptions of killinite». Some optical observations, principally indices of refraction, are given, but it is difficult to form an opinion of the so called killinite as a mineral species. The name killinite was given already in 1836 as an alteration product of spodumene from Killiney Bay⁴ in Eire, but hardly specified as a definite mineral.

Later SCHWARTZ⁵ has described an alteration of spodumene to kaolinite, also from Etta Mine, which in this connection is of special interest as two different alteration products of spodumene from the same locality have been identified, which both show near chemical relationship to the alterations of spodumene at Varuträsk.

The alteration products of spodumene at Varuträsk are especially conspicuous in the large quarry of 1937 on the eastern wing of the pegmatite. The photograph in fig. 1 shows, as already mentioned, a large spodumene crystal, over $1\frac{1}{2}$ m in length. The upper part of the crystal, over the dotted line, is perfectly fresh, so also the horizontal side individual. The entire lower part of the crystal, from the dotted line downwards, is on the other hand found to be completely altered to a clay-like substance of a light grayish-green colour. Nearby a very different alteration in the form of coarse, laminated aggregates of a green mineral as complete pseudomorphs after spodumene is found. It may be said that on the whole the alterations of spodumene at Varuträsk are of a varying character.

¹ Am. Min. 10, 1925, p. 396.

² Am. Journ. of Sc. 30, 1935, p. 195.

³ Am. Journ. of Sc. 11, 1926, p. 265.

⁴ THOMSON, Min. 1, 1836, p. 330.

⁵ Am. Journ. of Sc. 23, 1937, p. 303.

In proceeding to describe these different alteration products it will be found most opportune first to deal with the chemical side of the problem and after that to discuss the mineralogical properties of the different species. This sequence is taken as the analytical work in this instance gives surer indications than the microscopical determinations, which in consequence of the finely dispersed material in many cases are unreliable.

Four complete analyses of the principle types of alterations, IA, IB, IC, ID below, have been executed by Miss BERGGREN. One of the analyses above of the fresh spodumene is given under 1 for comparison.

	1.	1A.	1B.	1C.	1D.
$\text{SiO}_2 < 105^\circ$	0.07	8.77	7.69	3.32	2.47
$\text{SiO}_2 > 105^\circ$	0.24	7.17	5.62	11.94	8.90
FeO	64.34	54.71	60.21	44.08	47.05
Al_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe_2O_3	27.01	20.65	16.95	33.77	17.66
CaO	0.24	0.95	0.95	1.27	1.56
MgO	0.00	0.33	0.33	1.11	9.51
Na_2O	0.01	0.05	0.04	0.02	0.07
K_2O	0.00	1.55	1.12	0.50	0.00
H_2O	0.00	3.41	3.37	1.79	6.65
CO_2	0.08	2.18	2.82	0.88	0.19
SO_3	1.04	0.29	0.48	0.27	6.04
H_2O	7.00	0.28	0.45	0.53	0.13
.	—	0.03	0.01	—	—
.	—	0.00	0.00	0.00	—
O_2	—	0.03	0.04	0.36	0.00
.	—	0.00	0.00	0.00	—
	100.03	100.40	100.08	99.84	100.23
p. gr.	3.130	2.205	2.383	2.533	2.431

1. Unaltered spodumene, Varuträsk, analysis 2 above (p. 202).

A. Cimolite, alteration product of large spodumene crystal, (fig. 1), Varuträsk.

B. Cimolite, mottled variety, Varuträsk.

C. Kaolinite, pseudomorph after spodumene, Varuträsk.

D. Soda-killinite, heterogeneous alteration product of spodumene, Varuträsk.

It is not altogether easy to discuss the analyses above from a mineralogical point of view. Some six dozen or more names have by different authors and at different occasions been applied to varying species of secondary hydrous aluminium silicates from different localities, and more or less connected with the so called clay minerals. HOWE¹ for example gives the names of 61 species up to 1914, all belonging to this group, and many more have since then been added. Of late years however attempts have been made to try and bring some order in the confusion of names, species and varieties, and with the help of structural and optical determinations, combined with chemical analyses, to single

¹ J. A. Howe, Handbook on Kaoline etc. London 1914.

out and define such species as are to be considered as distinct minerals.¹

The first difficulty in calculating the analyses above is the question of how to handle the often not insignificant amount of monoxides. The trend of American authors of later years has been to separate pure clay minerals from the so called bentonitic clays, the former represented by the general formula $hH_2O \cdot Al_2O_3 \cdot sSiO_2$, the latter by $hH_2O \cdot rRO \cdot Al_2O_3 \cdot sSiO_2$. TOMKEIEFF has in his elaborate recalculation of 689 clay analyses, perhaps somewhat arbitrary, drawn the separation line at 10 % impurities, discarding as true clay minerals those that show more than 10 % R_2O and RO oxides combined. The latter are referred to the bentonitic clays, which in their turn grade into the group of hydro-micas (illite)² and thence on to true micas. TOMKEIEFF³ characterizes the three groups as follows:

Pure clay minerals	$RO = 0$	$R_2O = 0$
Bentonitic clays	$RO < H_2O$	R_2O small amount
Micas	$RO > H_2O$	R_2O considerable amount

A second difficulty arises concerning the content of H_2O in the analyses. Most older and many new analyses fail to differentiate the water below and above 105° and, besides that, uncertainty still rules concerning the rôle of the water in many minerals of the group. To ascertain something in this respect concerning the analysed material from Varuträsk, successive dehydration was undertaken on the alteration products of analyses 1A and 1B with the following results:

	%		%
$30^\circ-40^\circ$	1.82	6.64	1.68
50°	1.18		1.29
65°	1.84		1.71
83°	1.51		1.78
105°	0.29		0.22
125°	0.81	7.08	0.72
142°	0.73		0.79
200°	0.17		0.36
500°	1.73		0.24
850°	3.64		3.56
$1\ 000^\circ$	0.00		0.00

Both samples give somewhat lower $H_2O < 105^\circ$ than the complete analyses above, but this was anticipated as the sample for dehydration

¹ Cfr ROSS and KERR, U. S. Geol. Survey, P. P. 165, 1931.

ROSS and SHANNON, Journ. Wash. Ac. of Sc. 15, 1935.

WHERRY, Am. Min. 10, 1925.

TOMKEIEFF, Min., Mag. 23, 1933.

RIES, CLAYS, their Occurrence, Properties and Uses, New York and London 1927.

ROSS and KERR, Journ. of Sed. Petrology, 1, 1931.

² GRIM, BRAY and BRADLEY, Am. Min. 22, 1937, p. 813.

³ l. c. p. 475.

was not ground as fine as for the analyses, this to avoid hygroscopic reaction. In both the series of dehydration a marked minimum is visible at 105° . In discussing the mineral constitution it seems therefore most appropriate to reckon only with $H_2O > 105^{\circ}$, but in the tables below values calculated with total H_2O are also given for comparison.

As the first three analyses (1A, 1B and 1C in the table above), conform with TOMKEIEFF's demand on relative purity for his method of calculation (under 10 % impurities), I have for these three analyses calculated his ratios h and s , being the molecular ratios $H_2O : Al_2O_3$ and $SiO : Al_2O_3$. The ratios work out as follows:

Analysis	1A.	1B.	1C.
h	1.94	1.88	2.00
s	4.45	6.04	2.22

As might be presumed by megascopic as well as by microscopic examination, the two first analyses show near relationship, whereas the third indicates a marked divergency. In TOMKEIEFF's diagram 1A and 1B lie near eachother in the region where the »cimolite field imperceptibly passes upward into the field of montmorillonite», with a tendency, (because of somewhat high s ratio), to approach the corresponding field within the Fullers earth group. The third analysis 1C indicates a mineral belonging to the kaolinite group, *sensu strictu*.

The two first analyses of the alteration products of the Varuträsk apodumene, (1A and 1B), may therefore chemically be classified as belonging to the cimolite-montmorillonite group. This group, however, shows a great variety in composition. According to TOMKEIEFF h varies from 2.4 to 7.4 and s from 2.8 to 5.6 within the montmorillonite group only. The essential amounts of RO and R_2O oxides in many minerals of these groups cause them also to grade into the group of bentonitic clays. The relatively high content of RO— R_2O oxides in the two analyses here in question indicate a transitional position also here to the bentonites.

The third alteration product, 1C, is chemically well restricted as belonging to the kaolinite group. Mineralogically the chemical fixation is insufficient, as at least three definite mineral species belonging to this group, with identical chemical composition and very nearly identical optics but with different lattice structure, have of late been identified.¹ The discussion so far is however given from a wholly chemical point. We will below deal with the alteration products from a more mineralogical point of view and in that connection return to the position of this third species.

¹ Cfr. Ross and KERR, U. S. Geol. Survey, P. P. 165, 1931.

The fourth analysis, 1D, shows 23.92 % RO and R_2O oxides and must therefore, definitely be classed in the group of bentonitic clays according to the general formula $hH_2O \cdot rRo \cdot Al_2O_3 \cdot sSiO_2$. TOMKEIEFFS ratios for the mineral would be:

$$h = 3.45 \quad r = 2.20 \quad s = 4.28$$

Only reckoning with the $h - s$ ratios, the mineral would fall near the two first analyses, (1A and 1B), in the field of cimolite — montmorillonite, and might therefore be said to represent a bentonitic equivalent to the two other and purer alteration products. The term bentonite has however been restricted to decomposition products, derived from volcanic ash. It is therefore no longer a mineralogical name, but signifies a complex and characteristic alteration of pyroclastic material, involving hydration, devitrification and leaching of alkalies as well as other bases.¹ Montmorillonite and beidellite are considered chief components. In any case this fourth alteration product of the spodumene at Varuträsk seems to denote a distinct and specific decomposition, characterised by high bentonitic contents of R_2O and RO, amongst which Na_2O and FeO are prominent.

We have above discussed the 3 first analyses exclusively as pure hydrous aluminium silicates, leaving out of reckoning the content of $R_2O - RO$ oxides, as TOMKEIEFF has done in his diagrammatic handling of the problem. This may be permissible to get a general idea of the mutual relations of the different subspecies, but is hardly passable from a strictly mineralogical point of view. As we however know little of the allotement of the monoxides in the clay minerals, there seems only two ways of recalculating the analyses in a uniform way, free from speculative suppositions. The one is to reckon with Al_2O_3 being substituted not only by Fe_2O_3 , but also by the united $R_2O - RO$ oxides, the other is to calculate the analyses according to the general formula $hH_2O \cdot r(R_2O, RO) \cdot Al_2O_3 \cdot sSiO_2$. The results of such recalculations of the four analyses of the alteration products are given below:

I. Calculation according to the formula: $h(H_2O + 105^\circ) \cdot r(R_2O, RO, R_2O_3) \cdot sSiO_2$.
Anal.

1A	$H_2O : (R_2O, RO, R_2O_3) : SiO_2 = 1.38 : 1 : 3.15$
1B	» » » = 1.38 : 1 : 4.43
1C	» » » = 1.78 : 1 : 1.97
1D	» » » = 1.56 : 1 : 2.47

Same calculation, but with total H_2O , (+ and $- 105^\circ$).

1A	$H_2O : (R_2O, RO, R_2O_3) : SiO_2 = 3.06 : 1 : 3.15$
1B	» » » = 2.95 : 1 : 4.43
1C	» » » = 2.27 : 1 : 1.97
1D	» » » = 1.99 : 1 : 2.47

¹ H. RIES, *Clays, their Occurrence, Properties and Uses*. New York & London 1927, p. 365.

II. Calculation according to the formula $h(\text{H}_2\text{O} + 105^\circ) \cdot r(\text{R}_2\text{O} \cdot \text{RO}) \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot s\text{SiO}_2$.
nal.

1A	$\text{H}_2\text{O} : (\text{R}_2\text{O}, \text{RO}) : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 1.91 : 1.16 : 1 : 4.37$
1B	» » » » = 1.81 : 0.94 : 1 : 5.82
1C	» » » » = 1.95 : 0.29 : 1 : 2.16
1D	» » » » = 2.71 : 2.20 : 1 : 4.28

Same calculation, but with total H_2O , (+ and $- 105^\circ$).

1A	$\text{H}_2\text{O} : (\text{R}_2\text{O}, \text{RO}) : \text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 = 4.24 : 1.16 : 1 : 4.37$
1B	» » » » = 3.88 : 0.94 : 1 : 5.82
1C	» » » » = 2.50 : 0.29 : 1 : 2.16
1D	» » » » = 3.45 : 2.20 : 1 : 4.28

Taking the calculation II above according to the formula $h\text{H}_2\text{O} \cdot (\text{R}_2\text{O}, \text{RO}) \cdot \text{R}_2\text{O}_3 \cdot s\text{SiO}_2$, with only $\text{H}_2\text{O} > 105^\circ$ included, as at present best expressing the nature of the mineral composition, all four species have also in this mode of reckoning on the whole retained their position in TOMKEIEFF' classification.

Analyses 1A and 1B may therefore be said, even in different ways of calculation, to refer respective minerals to the cimolite group, nearest answering to the formula $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$. The slightly higher content of SiO_2 in 1B is probably due to a small content of colloidal silica.¹ Cimolite however does not belong to the well specified clay minerals, even if analyses have been published, more or less answering to the theoretical formula above. The question arises if it would not be more adequate to refer cimolite to a series of more or less hydrated pyrophyllite, as already indicated by TOMKEIEFF. LOEVINSON-LESSING² has from Tyszhminsk described a mineral under the name pseudo-pyrophyllite with $\text{H}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2 : 1$. At any rate the low percentage of $\text{H}_2\text{O} > 105^\circ$ excludes the two first alteration products, as represented by analyses 1A and 1B, from montmorillonite, as even counting with total H_2O content, the ratio $\text{H}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3$ stays round 4 instead of 6 for montmorillonite proper. We may therefore conclude that the most usual alteration of spodumene at Varuträsk results in the formation of a clay mineral, its chemical composition nearest corresponding to cimolite with the formula $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$.

The third analysis 1C need not be rediscussed in this connection, as it shows only an insignificant content of $\text{R}_2\text{O} - \text{RO}$ oxides and retains its place in the kaolinite group. Also concerning the fourth analysis, 1D, there is nothing to be added from a chemical point of view. Because of the high content of $\text{R}_2\text{O} - \text{RO}$ oxides it was from the beginning referred to the group of bentonitic clays, and the calculated r ratio 2.20 conclusively places this alteration products, as far as its chemical composition is concerned, in this field. The surprisingly high content

¹ Cfr. PORTER, U. S. Geol. Survey Bull. 315, 1907, p. 268.

² Z. für Kr. 28, 1897, p. 516.

of Na_2O against K_2O is however a feature of significance, which will be discussed below in connection with the paragenetic side of the problem.

For comparison and convenience a synopsis of proposed formulas and known indices for the principle kaoline minerals is here appended.

The Kaoline Mineral Group.

		Indices		
		α	β	γ
Collyrite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \frac{1}{2} \text{SiO}_2 \cdot 4 - 6 \text{H}_2\text{O}$		1.542	
Allophane	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \frac{1}{2} \text{SiO}_2 \cdot 4 - 10 \text{H}_2\text{O}$		1.47—1.49	
Naerite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	1.557	1.652	1.563
Dickite	" " "	1.560	1.562	1.566
Kaolinite	" " "	1.561	1.565	1.566
Halloysite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$		1.538—1.557	
Leverrierite	$\text{RO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{SiO}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$		1.6	
Anauxite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	1.559		1.564
Illite	$\frac{1}{2} \text{RO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot 1 \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$	1.565		1.598
Beidellite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{SiO}_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$	1.494		1.536
Pyrophyllite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 1 \text{H}_2\text{O}$	1.552		1.600
Cimolite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	1.522	(1.51)	1.534
Montmorillonite	$(\text{RO}) \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4 \text{SiO}_2 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$	1.493		1.516
Smectite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2$		1.403	
Termierite	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6 \text{SiO}_2$			

The whole discussion of the secondary alterations of spodumene has as yet been dealt with from a purely chemical point. We will now turn to the mineralogical side of the problem.

Beginning with the most common alteration, the large crystal, fig. 1, gives a good example of the whole process, restricted within the limits of one spodumene individual. The whole lower part of the crystal is, as already mentioned, completely changed to a soft greenish clay-like substance (anal. 1A), that can easily be detached by hand. After only a day indoors it hardens and becomes brittle. Under the microscope it is seen to be homogeneous, consisting of a finely dispersed network of slender prismatic crystals. A good basal cleavage is generally observable. The mineral is optically negative with large axial angle. Refrindex was found to be:

$$\alpha = 1.537 \quad \gamma = 1.544 \quad \gamma - \alpha = 0.007$$

A comparison with known indices of minerals, to which this species chemically is nearest related is given below.

The transition from the perfectly fresh upper part of the spodumene crystal to the wholly decomposed lower part is singularly sharp. An intermediate zone of only some 10—15 cm divides the fresh material from the complete alteration product. The material of this transition zone is of interest as it shows the process of alteration in different stages. In thin section one here meets a very heterogeneous product with

ests of fresh spodumene dispersed amongst at least two different clay minerals, of which the one is the same as the secondary mineral described above (cimolite), the other to all evidence is halloysite. The latter mineral is wholly isotropic with essentially lower index of refraction, $n < 1.50$, (halloysite according to LARSEN: $n = 1.470-1.542$).

At least megascopically an alteration product of spodumene found nearby on the northern wall of the large quarry of 1937 is somewhat diverging in appearance. The pegmatite mass is here composed of huge amblygonite crystals, (cfr. this journal 1937 p. 457 and fig. 2), masses of quartz, rubidiummicrocline, cleavelandite and smaller amounts of petalite and spodumene. The spodumene is partially or entirely altered to a hard and brittle secondary product of a light green or mottled green and pink colour. Under the microscope it is seen in general to consist of a homogeneous substance, dispersed in minute flakes or, more sparingly, in narrow, fibrous streaks. Sometimes or rather in some sections, a few larger grains of another kaoline mineral with distinctly lower refringence (halloysite?) are to be observed. Of the dominant alteration product, (anal. 1B), the following refraction indices were found:

$$\alpha = 1.522 \quad \gamma = 1.534 \quad \gamma - \alpha = 0.012$$

As is to be expected the indices of the two alteration products handled above show values between those of pyrophyllite and montmorillonite between which species the chemical analyses definitely seems to place them. As a hydrated subspecies of pyrophyllite the indices are lower than for that mineral, but distinctly higher than for the still higher hydrated montmorillonite, as seen below:

	α	γ	$\gamma - \alpha$
Pyrophyllite	1.552	1.600	0.008
Cimolite 1. (as above)	1.538	1.544	0.008
Cimolite 2. (as above)	1.522	1.534	0.012
Montmorillonite	1.493	1.516	0.023

Cimolite as a mineral species is as yet but vaguely defined, and optical determinations are unsatisfactory. Larsen gives in this tables 1.51 as medium index of refraction, other and more exact values are hitherto lacking. I have above used the name cimolite without pretention of characterising the mineral as a definite species. The principle reason has been that the chemical composition places both species in the cimolite field of TOMKEIEFF's diagram, nearest corresponding to the theoretical formula $2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$. The possibility must however be left open that the apparently homogeneous mineral in reality may represent very intimate mechanical mixture of several ingredients, as was found

with cymatolite from Brancheville. DITTLER¹ presumes that the cimo-lite from Bilin may represent an aggregation of minute anauxite flakes, consolidated by a SiO_2 gel.

We now come to the third type of alteration of the Varuträsk spodumenes as represented by analysis 1C. This already megascopically distinct species is found only some few meters from the large spodumene crystal described above. The alteration product occurs in the form of coarse, laminated aggregates. Individual crystals reach over one cm in length and represent to all appearance complete pseudomorphs after spodumene. The secondary mineral is dark olive-green of a greasy lustre, its hardness is only about 2. Microscopical and chemical examination coincide in classifying also this mineral as belonging to the clay minerals, though in quite other development than in the cases related above.

Determinations of refractive indices gave:

$$\alpha = 1.543 \qquad \gamma = 1.556 \qquad \gamma - \alpha = 0.013$$

As the mineral according to the analysis 1C belongs to the kaolinite group, we can restrict ourselves to discuss its mineralogical position in the light of ROSS' and KERR's recent subdivision of this group with the minerals nacrite, dickite and kaolinite as distinct and structurally well defined species. For these minerals the following indices are given:

Nacrite	Dickite	Kaolinite	Anal. 1C, Varuträsk.
1.557	1.560	1.561	1.543
1.563	1.566	1.566	1.556
0.006	0.006	0.005	0.013

The Varuträsk species has evidently distinctly lower indices than those recorded by ROSS and KERR for any of their minerals of the kaoline group. In overlooking the optics of the kaoline minerals in general, I found no nearer coincidence with Varuträsk 1C till I came upon SCHWARTZ' and LEONARD's paper² on the alteration of spodumene in the Etta Mine of S. Dakota. Six analyses are there published, representing »a gradation in hand specimens from perfectly fresh material to the most altered that could be found». The indices given for the most altered material are $\alpha = 1.541$ and $\gamma = 1.563$ against 1.543 and 1.556 resp. in our mineral. The unusually low values for α are almost identical. The relatively high content of R_2O and RO oxides in the Etta Mine material which is described under the name killinite and said closely to resemble the killinite from Branchville as described by BRUSH and DANA, bring however that product into the group of bentonitic clays, whereas the

¹ T. M. P. M. 39, 1923, p. 92.

² Am. Journ. of Sc. 11, 1926, p. 265.

ptically corresponding mineral from Varuträsk is essentially a true member of the kaolinite group.

SCHWARTZ has, however, as already referred to above, later described pure kaolinite alteration of spodumene from the same locality, and gives the mean refractive indices for the same to be above 1.550 and below 1.553, observing that this is »somewhat low for kaolinite». These values for the mean index might however indicate full correspondance with our alteration product 1C at Varuträsk. As also the two analyses are all but identical, it seems very possible that we are dealing with the same alteration product from two widely separated localities of the same character.

The two closely corresponding analyses are for comparison reproduced below:

	Anal. 1C Varuträsk.		Kaolinite Etta Mine
H ₂ O < 105°	3.32		3.09
H ₂ O > 105°	11.94		11.77
SiO ₂	44.08		47.56
Al ₂ O ₃	33.77	35.04	35.35
Fe ₂ O ₃	1.27		0.14
FeO	1.11		0.10
MnO	0.02		—
CaO	0.50		0.60
MgO	1.79		0.51
K ₂ O	0.88		0.73
Na ₂ O	0.27		0.12
Li ₂ O	0.53		tr.
P ₂ O ₅	0.36		—
	99.84		100.17
Sp. gr.	2.553		2.514

To try and definitely locate the mineral 1C within the kaolinite group, prof. WESTGREN kindly undertook to take some X-ray diffraction photos. Though an excellent X-ray pattern was obtained, it has been found necessary to await comparative material, kindly promised from U. S. A., before drawing definitive conclusions. For the present it must suffice, that a mineral of the kaolinite group also partakes as an alteration product of spodumene at Varuträsk.

The fourth type of alteration of spodumene at Varuträsk (anal. 1D) under the microscope found to be impure. It is seen to consist of at least 4 different minerals. The first and in some thin sections the principle ingredient one would at first sight take for rests of a slightly changed and pigmented spodumene, retaining the high refraction and birefringence as well as the characteristic contours and cleavages of this mineral. The nearly total absence of Li₂O in the analysis excludes however this possibility. It has as yet not been possible to identify this component. One might be tempted to presume the presence of a homo-

geneous Na-spodumene, an alteration product where Na has substituted Li in the spodumene molecule without any further breakdown of the mineral in the sense of BRUSH and DANA's β -spodumene, which resulted in the formation of an intimate mixture of eucryptite and albite. In this connection it may be remembered, how easily many lithium minerals for example petalite, spodumene or lepidolite, give off their content of Li_2O and absorb Na_2O , CaO or MgO , when only heated to a certain point with the corresponding sulphate salt. Technical methods for regaining Li out of these minerals in this way have during the last years been patented (for example 1935 D. P. 616 397). According to the description of the patented processes, instead of Li_2O an equivalent amount of Na_2O , CaO or MgO enter the molecule without change of the other constituents, (Al_2O_3 and SiO_2).¹

Two other components of this fourth alteration product are a mineral belonging to the kaoline group, probably identical with cimolite as described above, and the same isotropic clay mineral which was found in the transition zone between fresh and altered spodumene of the large crystal and there taken for halloysite. A fourth component has all the characteristics of a hydromica and is probably illite.

One is tempted to seek the nearest parallel of this alteration product in the somewhat vaguely defined mineral killinite as first described as an alteration of spodumene from Killiney Bay in Eire and later in the same paragenetic association by JULIEN² from Chesterfield, New Hampshire, by BRUSH and DANA³ from Branchville and by SCHWARTZ and LEONARD⁴ from Etta Mine, S. Dakota, in all cases as definite alteration products of spodumene and in some cases as clear pseudomorphs after the same mineral. The high content of FeO , (9.51 %), and the inverted proportions of the alkalies (in Chesterfield for example 7.24 K_2O and 0.78 Na_2O against 0.19 K_2O and 6.04 Na_2O at Varuträsk indicate however that pronounced differences in the chemical solutions have been at hand. But the mode of occurrence as well as the general trend of the decomposition processes seems to have been much the same in all the cases related. It is possible that the essential difference lies in the dominating content of sodium in the solutions, which after the cleavelanditic phase of albitisation have affected the hypogene alteration at Varuträsk. One might in this sense term the alteration product a soda-killinite, exceptionally rich in iron.

Recently GRIM, BRAY and BRADLEY⁵ have proposed the name illite

¹ Cfr. also DITTLER and HOFFMANN, Akad. Anz. Wien. 24, 1936.

² Ann. New York Acad. 1, 1879, p. 18.

³ Am. Journ. Sc. 20, 1880, p. 257.

⁴ Am. Journ. Sc. 11, 1926, p. 259.

⁵ Am. Min. 22, 1937, p. 813.

is a general term for certain hydromicas. In discussing the relations of illite to micaceous clays the authors draw attention to a possible relationship with the killinites of BRUSH and DANA as well as of SCHWARTZ and LEONARD as alteration products of spodumene. GRIM, BRAY and BRADLEY evidently purposely avoid using the name killinite and as it never has been characterised as a definite or homogeneous mineral, it may best be dropped as a mineral species, though lately revived by SCHWARTZ and LEONARD. The name killinite may however still be useful as a general term¹ for an heterogeneous hypogene alteration product of spodumene, already recorded from four different localities, principally consisting of a mixture of several minerals of the kaolinite group and a micaceous mineral, probably identical with the new mineral illite. At Varuträsk the killinite, because of its high content of sodium termed soda-killinite, seems principally to consist of a somewhat problematic secondary Na-spodumene, cimolite, halloysite and some illite. Summarizing the foregoing results of the alteration of spodumene at Varuträsk, we are led to conclude that three different end products are formed, which may be characterized as follows:

1. Analyses 1A and 1B represent an alteration into clay minerals belonging to the cimolite group, in consequence of a not insignificant amount of $R_2O - RO$ oxides grading towards the bentonitic clays.
2. Analysis 1C represents a pseudomorphous alteration of spodumene to a mineral of the kaolinite group. It seems identical with the alteration product of spodumene, described by SCHWARTZ as kaolinite from Vittsjö Mine.
3. Analysis 1D represents a heterogeneous alteration product, composed of different minerals in varying proportions. The chief ingredient may represent a Na-spodumene, differing from BRUSH and DANA's β -spodumene by being homogeneous throughout. The other ingredients are an isotropic clay mineral, probably halloysite, another clay mineral belonging to the cimolite group and a hydrous mica, which may be illite.

All the different alteration products of spodumene at Varuträsk are interpreted as the result of hypogene decomposition, closely succeeding the cleavelandite invasion in the sequence of hydrothermal pegmatitisation.

Mineralogical Inst. University of Stockholm, Febr. 1938.

¹ Analogous with the use of the term bentonite.

Minerals of the Varuträsk Pegmatite.

XI. The Niobate-Tantalate Group.

By

PERCY QUENSEL and THELMA BERGGREN.

(MS. received March 14th, 1938.)

Minerals belonging to the niobate-tantalate group are at Varuträsk represented by several species. One is to all evidence new, intermediate between stibiotantalite and microlite, for which the name stibiomicrolite is proposed. The others belong to the normal series of the columbite-tantalite group.

I. Stibiomicrolite.

In september 1936 TH. BERGGREN spent several days at Varuträsk on the lookout for new minerals which might have come to light through exploratory working of the Boliden Co. during the summer months. Besides some specimens, which were later found to be the new mineral varulite, and a rich assortment of valuable material in general, a few specimens of a grayish semimetallic mineral were collected, which could not be identified with anything as yet known from the pegmatite. No further material has since been forthcoming. The find was made just north of the locality for allemontite on the western wing of the pegmatite. The mineralisation is here especially characterised by large amounts of petalite, green tourmaline, cookeite and small nodules of triphylite. On the largest specimen, now amongst the collections of our institute, one can observe how the mineral in question, associated with green tourmaline, cleavelandite and some cookeite, is located to a large quartz lens, on one side sharply bounded by coarsely developed lamellar cleavelandite.

The mineral occurs in thick crystals of up to 3 cm in length. A preliminary analysis, executed by Miss INGRID SVEDBERG soon after the find, gave 47.2 % Ta_2O_5 , 12.7 Nb_2O_5 , 19.6 Sb_2O_3 and 0.04 As. A complete

analysis was then made by TH. BERGGREN, which gave the following results:

		Mol.Prop.		
H ₂ O < 105°	0.16	—		
H ₂ O > 105°	1.11	0.062	61	2
SiO ₂	1.38	—		
TiO ₂	0.00	—		
ZrO ₂	0.00	—		
Sb ₂ O ₃	25.3	0.087	94	3
As ₂ O ₃	0.00	—		
Bi ₂ O ₃	0.10	0.000		
Al ₂ O ₃	0.50	0.005		
Fe ₂ O ₃	0.26	0.002	162	5
Ta ₂ O ₅	52.3	0.118		
Nb ₂ O ₅	11.8	0.044		
MnO	0.08	0.001	120	4
CaO	5.32	0.095		
MgO	0.00	—		
K ₂ O	0.00	—		
Na ₂ O	1.50	0.024		
Pb, Cu	0.00	—		
U, Y, Th, Ce . . .	0.00	—		
	99.81			
Sp.gr.	5.735			

TH. BERGGREN remarks to the analysis that on igniting a sample, a small amount of Sb is given off. The difference between loss on ignition and determination of H₂O > 105° is 0.45 %. As native antimony has inclusively been found to partake as a component of disintegration, as will be shown below, it is probable that the difference of 0.45 % equals the amount of native Sb present. This amount seems however in different specimens to be rather variable; the analysis above was executed on material, supposed to be poor in native antimony.

Soon after the analysis was finished, dr ÖDMAN, mining geologist of the Boliden Co., prepared and studied some polished slabs in reflected light and came to the conclusion that the mineral in its present state did not represent a homogeneous substance. In a private communication in dec. 1936 he refers to three components, symmetrically building up the mineral and describes his observations as follows:

»Of the three components one is metallic with a lustre and general appearance indicating a native metal. In first instance one would surmise antimony; a comparative study of native Sb from France shows identically the same appearance in reflected light. Concerning the other two components it is more difficult to form an opinion.

The kernel parts of the disintegrated mineral are more opaque than the surrounding substance and resemble in reflected light minerals of the tantalite group.»

ÖDMAN has kindly taken two photographs of the phenomena as seen in reflected light, which with grateful acknowledgement are reproduced here (Pl. V).

Under the microscope the mineral is, as anticipated by ÖDMAN, found to be a heterogeneous product, though only two components appear in the sections studied, intimately associated with each other. Without crossed nicols the two phases are hardly distinguishable from one another. Both are fully transparent, faintly yellow to colourless and have the same lustre and high refringence (over 2.00). One would at first sight only suspect the presence of one homogeneous mineral. On crossing the nicols however, the picture changes radically, as two components of different optical symmetry appear, one anisotropic, showing high interference colours, the other wholly isotropic.

Though characterised by very high birefringence, it has not been possible to obtain any reliable interference figures of the anisotropic component. It would seem as if apparently uniform individuals in many cases were composed of a disordered accumulation of smaller grains, individually hardly distinguishable under the microscope. The interference colours infer a birefringence well over 0.060. As will be shown later on, this component is in all probability identical with the mineral stibiotantalite and the difficulty in obtaining any interference figure is evidently due also to the extreme refringence and strong dispersion, characteristic of that mineral. PENFIELD and FORD¹ give for stibiotantalite from Mesa Grande, San Diego, Cal. refraction indices higher than for diamond, ($\alpha = 2.3977$, $\gamma = 2.4588$), and remark that »the divergence of the optical axes, $2V$, is so great that $2E$ can not be observed. In fact the mean indices of refraction of the mineral is so far above that of our highest refractive liquids, that it was with the greatest difficulty that $2H$ could be observed». PENFIELD and FORD give for the Mesa Grande stibiotantalite $2V = 72^\circ 37' - 75^\circ 58'$. The vague indications obtainable on the Varuträsk material of an axial figure also intimate a large axial angle and very strong dispersion.

The isotropic component is, as mentioned, in ordinary light hardly distinguishable from the anisotropic mineral. It is seen to occur as mantles around or in narrow veins intersecting the other component in different directions but with a tendency to follow plains

¹ Am. Journ. of Science, 22, 1906, p. 72.

right angles. The general appearance is, especially in the vein material, nearest that of an amorphous substance.

The probable significance of these two components will be discussed more detail below. As the material megascopically shows a uniform appearance, it lies near at hand, taking into consideration also ÖDMAN's observations, to presume that a primary homogeneous mineral has become unstable and broken down into several phases, in the same way has been the case with allemontite from the same locality.

The three dominating elements in the analysis, Sb, Ta and Nb, naturally point to a relationship with the mineral stibiotantalite, known from the Li-pegmatites of San Diego, Cal. SCHALLER has also recorded stibiocolumbite from the same locality. The appreciable amount of O must however be taken into reckoning and seems to infer a distinct species.

A discussion of the chemical composition will have to deal with two different problems, one referring to the different phases of disintegration, actually present, the other relating to the primary homogeneous mineral which preceded the epoch of disintegration.

Concerning the first question, the composition of the heterogeneous product as it is now found, studies of thin sections and polished slabs had already confirmed the existence of three different components. Prof. WESTGREN, who kindly has undertaken an X-ray examination of the material at hand, has from his X-ray powder photographs been able to conclude that no less than four phases partake. Though mainly a mixture of stibiotantalite and a mineral of the microlite type, there is also some senarmontite as well as a small amount of native antimony present. A report of this investigation is just concluded and is published as next number in this series.

Returning to the observations in thin sections and in reflected light, it is obvious that the kernel parts in ÖDMAN's photographs and the isotropic mineral of the thin sections with its high birefringence must present WESTGREN's stibiotantalite phase, whereas the surrounding mantle in the photos, evidently corresponding to the isotropic mineral of the thin sections, must be the equivalent to the mineral of microlite type. Microlite has, however, hitherto only been known to occur as well-defined octahedral crystals. In the new association before us and as the result of a complete disintegration process it appears at least in part as narrow veins without any crystal form or habit whatever.

The thin coating of native Sb along the cleavages, observed by ÖDMAN and surmised by TH. BERGGREN, is verified by WESTGREN but extended to include also some senarmontite.

We are consequently led to conclude that the disintegration of a primary homogeneous mineral has resulted in the formation of four different phases, represented by the known minerals stibiotantalite, microlite, native antimony and senarmontite. The last phase can in all probability be taken to be a later and secondary oxidation product of Sb, and the following discussion may therefor be restricted to the three first components.

The analysis is found to conform with the X-ray investigation. Leaving out of reckoning the small amounts of native Sb and senarmontite the analysis would correspond to the two principle components stibiotantalite and microlite partaking in the disintegration in proportions 3 : 2. Structural studies have definitely shown the mineral microlite to be isomorphous with atopite and pyrochlore. The formula for the group is according to MACHATSCHKI¹ $X_2 Y_2 O_6 (OH, F)$ or transcribed, in accordance with the applicable part of the analysis, $(Ca, Na)_2 (Ta, Nb)_2 (O, OH)_7$, which would correspond to the one component of the disintegrated mineral. The formula of MACHATSCHKI is used as applicable in discussing the chemical relations of the one phase. WESTGREN will in his following paper treat the question of the true formula for the atopite-microlite-pyrochlore group in detail with reference to its general validity. The results of his investigation infer that the constitution of the group is of a more complex nature than MACHATSCHKI anticipated.

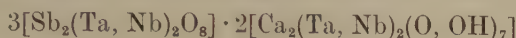
The composition of the second principle component, stibiotantalite, is generally taken as $Sb(Ta, Nb)O_4$. The constitution of this mineral has however also been disputed. H. UNGEMACH² comes to the conclusion that stibiotantalite is to be interpreted as a double oxide of Ta and Sb. He writes the formula $(Nb, Ta)_2 O_5 \cdot Sb_2 O_3$, imputing a resemblance to cervantite, the usually accepted formula SbO_2 rescribed $Sb_2 O_5 \cdot Sb_2 O_3$. In stibiotantalite the first component, $Sb_2 O_5$, is thought to be substituted by $(Nb, Ta)_2 O_5$. WESTGREN will in his forthcoming paper also take up this problem, which however, in discussing the analytical data relative to the mineral components here in question, is without significance.

Concerning the thin coating of native antimony it is plausible to assume that a small amount of Sb has been set free in connection with changes in the state of oxidation during the process of disintegration. The reason why the material analysed was supposed to be poor in native antimony, (p. 217), was that the specimen chosen for analysis showed little of the higher metallic lustre, which otherwise seems to follow a richer precipitation of native Sb.

¹ Geol. För. Förh. 1932, p. 331.

² Bull. Soc. Fr. de Min. 32, 1909, p. 92.

The molecular proportions $\text{Sb}_2\text{O}_3 : (\text{Ca}, \text{Na}_3)\text{O} : (\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5 = 3 : 4 : 5$, as found in the analysis above, answer to stibiotantalite and microlite partaking as the two principle phases of the disintegration in proportions 3 : 2 according to the following formulae for the two components:



From the X-ray photographs, the chemical analysis and the observations in transverse and reflected light coincide in identifying stibiotantalite and microlite as the two principle components of the heterogeneous mineral, which is now represented at Varuträsk.

Concerning the homogeneous mineral which must have foregone subsequent alterations, we are restricted to speculation. As nothing has been observed indicating that an interchange of material has taken place, we may count with a chemical composition of the primary mineral, all main points coinciding with the analysis above. A formula for this mineral may simplest be written



For this mineral, as yet only known in disintegrated condition, the name stibiomicrolite is proposed. It may seem inopportune to bring in the term microlite for a mineral which probably has no symmetrical relationship with the cubic mineral microlite. We know however as yet nothing of the symmetry of the original homogeneous mineral, even if it is unlikely that because of its probably complex structure, it should crystallise in the cubic system. On the other hand the name stibiomicrolite so well denotes both the chemical nature of the mineral and the two principle components of the disintegration process, that we have let our missgiving fall.

In this connection it is of interest to recall the studies of JOLY and HOLMQUIST¹ on natural and synthetic compounds of Nb and Ta. JOLY found $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ to crystallise in orthorhombic prisms, whereas HOLMQUIST obtained the same product as crystals of cubic symmetry and resumes the existence of dimorphism for both $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ and $\text{Ca}_2\text{Nb}_2\text{O}_7$. On the significance of the (OH, F) radical in connection with the microlite structure WESTGREN will dwell in his following paper.

2. Columbite — Tantalite.

Minerals of the columbite-tantalite series can be said to belong to the normal association of the lithium-phosphate pegmatites. In larger crystalline masses or in individual, more or less welldeveloped crystals

¹ Cfr HOLMQUIST, Bull. Geol. Inst., Upsala III, p. 225.

they have been either passingly referred to or more closely studied and described from most of the known pegmatite localities of this special character. In older literature we find minerals of this group in the given association first mentioned by DAMOUR in 1848 from Chanteloube in France. In 1863 A. E. NORDENSKIÖLD identified columbite from Tamela in Finland and in 1877 mangantantalite from the Li-pegmatite of Utö in Sweden. On different occasions minerals of the columbite-tantalite group have further been described from the wellknown lithium-bearing pegmatites of Branchville, Chesterfield and Northfield in Massachusetts, from Central Maine, from Black Hills, S. Dakota, and from Pala and San Diego, California. From South Dakota a very detailed crystallographic and chemical description with no less than 15 analyses has been published by W. P. HEADDEN in 1891. LACROIX has recorded columbite from the Li-pegmatites of Madagascar, though there evidently scarce, and recently GEVERS describes minerals of the columbite-tantalite group from a widespread area of related pegmatites in Namaqualand.

The minerals of the columbite-tantalite series are not uncommon in the Varuträsk pegmatite, though as yet not found in any greater quantities. They seem principally restricted to the outer zones of the secondary mineralised parts of the pegmatite, most usually occurring on the boarder line towards the unchanged microcline pegmatite and there associated with muscovite, secondary quartz and cleavelandite. In all probability the formation of the Nb-Ta-minerals belong to the cleavelanditic stage of mineralisation, as their range of distribution seems to coincide with the limits of albitisation against the microcline pegmatite.

The usual mode of occurrence is in the form of flattened crystals between the cleavage lamellae of coarse cleavelandite. More massive crystal aggregates or irregular masses of small dimensions are also occasionally found. The luster is brilliant submetallic, colour ironblack.

The platy crystals generally measure some 2—3 cm. One large crystal, generously presented by dr ÖDMAN to our institute, measured 4—6 cm and showed a good many relatively good faces developed. One of our young collaborators at the institute, O. LUNDQVIST, has measured the crystal and though reflexes in many cases were poor, has succeeded in identifying the following forms:

a (100), b (010), m (110), g (130), z (530), k (103), e (021), o (111), α (113), σ (213).

DANA

(100) : (110)	39°	39° 38'	(100) : (111)	50°
(100) : (130)	69°	68° 5'	(100) : (113)	73°
(100) : (530)	25°	26° 25'	(100) : (213)	63°
(103) : (103)	40°	39° 23 $\frac{1}{2}$ '		
(010) : (021)	29°	29° 20'		

The crystal development shows relationship to columbite crystals from the pegmatites of Standish and Haddam in Maine. Most of the forms are in common and for both occurrences a characteristic feature seems to be that y (210) is wanting and instead z (530) developed.

Three analyses have been made of which two refer to columbite and one to tantalite. The analyses are given in the following tables, where some nearly corresponding analyses of columbite and tantalite from analogous pegmatite localities are cited for comparison.

Table 1. *Columbite.*

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	1.16	0.00	—	—
SnO ₂	3.14	0.76	0.09	0.25
TiO ₂	1.07	0.76	—	—
Al ₂ O ₃	1.20	—	—	—
FeO	10.70	5.62	12.64	11.21
MnO	8.52	13.50	7.51	8.67
Nb ₂ O ₅	61.30	61.00	60.52	61.72
Ta ₂ O ₅	13.60	17.80	19.71	18.93
	100.69	99.44	100.47	100.78
Sp.gr.	5.623	5.460	5.780	5.804

Columbite, Varuträsk. Anal. INGRID KALJSER.

Mangancolumbite, Varuträsk. Anal. THELMA BERGGREN.

Columbite, Haddam, Conn. (HEADDEN, l. c.).

Columbite, Sarah Mine, Black Hills, S. Dakota (HEADDEN, l. c.).

Besides the determinations above on sp.gr. (anal. 1—2), three more were made on other material which gave 5.605, 5.468 and 5.289 respectively, the last determination, however, referring to somewhat impure material.

Table 2. *Tantalite.*

	1.	2.	3.
SiO ₂	1.14	—	ign. 0.16
SnO ₂	0.00	—	0.67
FeO	9.81	3.6	1.17
MnO	10.79	9.5	13.88
CaO	0.00	1.2	0.17

	1.	2.	3.
MgO	0.00	—	—
TiO ₂	0.73	—	—
Nb ₂ O ₅	3.00	85.5	4.47
Ta ₂ O ₅	74.00	—	79.81
W	0.00	—	—
Pb	0.00	—	—
Sb	0.00	—	—
Ce, Th, Y, U	0.00	—	—
	99.47	99.8	100.33
Sp.gr.		6.3	7.301

1. Manganotantalite, Varuträsk. Anal. THELMA BERGGREN.

2. Manganotantalite, Utö. (A. E. NORDENSKIÖLD.)

3. Manganotantalite, Sanarka, Ural. (ARZRUNI.)

The analyses above show that species dominant in Nb₂O₅ as well as in Ta₂O₅ are represented at Varuträsk. The first fragments found by dr BAECKSTRÖM in 1935 were analysed at once and found to be tantalite (anal. 1, table 2). All later finds, of which two have been analysed and several others determined by sp.gr., are columbite. It is evident that representatives of the tantalite end of the series here are of rare occurrence. The only specimen as yet found of tantalite was used up for analyses before mineralogical work was begun at Varuträsk, or at least has not been able to be refund.

The chemical composition of the two analyses of columbite hardly show any conspicuous features. Several of HEADDEN's analyses in his extensive analytical tables from the Black Hills and other U. S. A. pegmatites show very near relations. The two best coincidences are cited in table 1 for comparison.

Whereas in the first analysis of the Varuträsk material FeO and MnO are present in about equivalent amounts, MnO is in the second analysis more than double the FeO content. HEADDEN has only one analysis amongst his 20 published with as high relative percentage of MnO, (from Bob Ingersoll Mine, Black Hills, with 13.55 MnO and 6.29 FeO). The very varying proportions between MnO and FeO in columbites in general hardly invite to attribute much significance to these relations. But as the name manganocolumbite has been used somewhat arbitrarily in the literature, it may be discussed, specially in reference to analysis 2. LACROIX¹ uses the term manganocolumbite as follows: »Le fer est toujours remplacé en partie par du manganèse, mais en proportions extrêmement variable. Il existe des manganocolumbites et des manganotantalites surtout ou exclusivement manganesifères.» As so many

¹ Min. de France IV, p. 615.

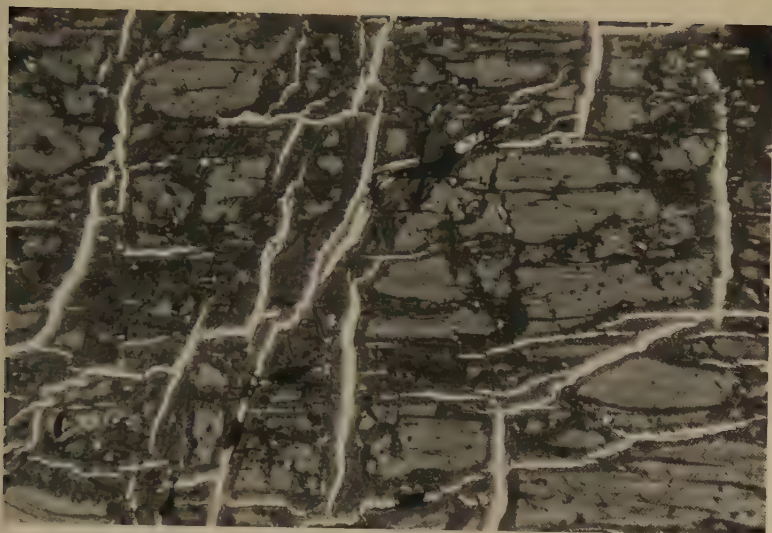


Fig. 1.

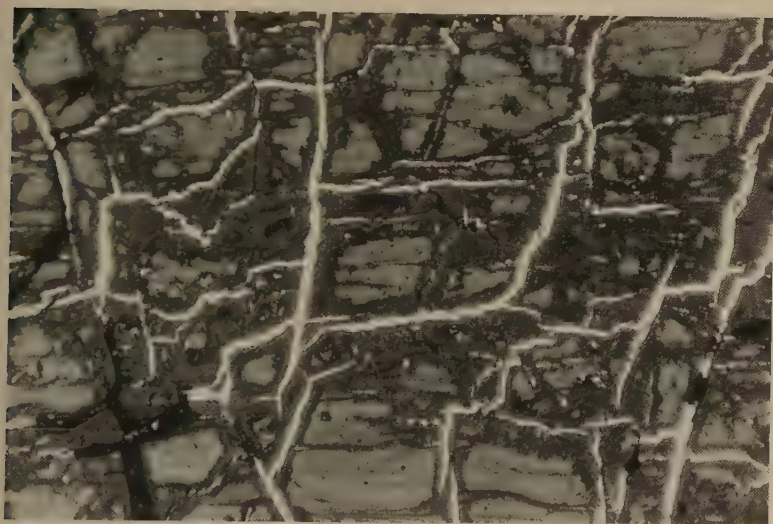


Fig. 2.

Photographs in reflected light of disintegrated Stibiomicrolite. Light kernal parts stibio-
talite, darker shade microlite, white vein material native antimony, black in veins
ondary senarmontite as oxidation of native Sb.

O. ÖDMAN photo.

umbites carry an essential amount of MnO, it seems opportune to restrict the name manganocolumbite to such species as contain a marked surplus of MnO against FeO, for example MnO : FeO at least in proportion 2 : 1. The second analysis from Varuträsk would even without this restriction be a manganocolumbite. Relating to the tantalites the position is somewhat different as the tantalites in general do not show such high percentages of MnO. In this case the ratio MnO : FeO = 1 : 1 would amply suffice to justify the use of the name manganotantalite as is also done for the mineral represented by analysis 1 in table 2. The two manganotantalites from Utö and Sanarka, given in the table for comparison, are in this respect quite extreme.

The analyses as well as the sp. gr. determinations indicate a rather constant percentage of about 60 % Nb₂O₅ in the Varuträsk columbites. More intermediate species, with about equivalent amounts of Nb₂O₅ and Ta₂O₅, so usual amongst for example the Etta Mine material, seems to be lacking at Varuträsk.

Mineralog. Dept., Univ. of Stockholm March 1938.

Minerals of the Varuträsk Pegmatite.

XII. On the Structure and Composition of Minerals belonging to the Pyrochlore-Atopite Group and an X-Ray Analysis of disintegrated Stibio-Microlite.

By

O. ROSÉN and A. WESTGREN.

(MS. received March 27th, 1938.)

About a year ago Professor P. QUENSEL asked the present authors to perform an X-ray analysis of a mineralogical specimen containing calcium, antimony, tantalum and niobium which had been found at Varuträsk and which in its present state seemed to be composed of several phases. It was supposed that the main constituents of the disintegrated mineral were stibio-tantalite and microlite, and that it also contained a slight amount of native antimony.

The investigation fell well in line with the work being performed in this institute at that time which was concentrated upon the higher oxides of antimony. As could be expected, the results obtained through the latter research have in fact proved to be of value for the interpretation of the X-ray diagrams of the Varuträsk specimen.

On the Similarity of higher Antimony Oxides with Atopite and Stibio-Tantalite.

One of the present authors has in collaboration with K. DIHLSTRÖM investigated the dehydration products of antimonious acid and found that a heating of this substance at 700—800° C during an hour does not, as hitherto believed, lead up to a formation of antimony tetroxide but results in a production of the compound $\text{Sb}^{\text{III}} \cdot \text{Sb}_2^{\text{V}}\text{O}_6\text{OH}$.¹ As previously pointed out by G. NATTA and M. BACCAREDDA, the X-ray powder photographs of this substance resemble those of atopite and romeite very closely,² and it has been found that $\text{Sb}_3\text{O}_6\text{OH}$ has a structure of the same

¹ K. DIHLSTRÖM and A. WESTGREN, Zeitschr. f. anorg. und allg. Chemie 235, 153, 1937.

² G. NATTA and M. BACCAREDDA, Zeitschr. f. Kristallogr. 85, 271. 1933.

and as the said minerals. The latter are not completely analogous in atomic proportions to the antimony compound, which is a fact that throws new light upon the question of the composition of the pyrochlore-opite minerals. This observation has caused the present authors to synthesise and investigate some tantalates and fluotantalates in order to complete our knowledge of how the composition of the said minerals may vary.

Before an account of this investigation is given the results will, however, be briefly reported of an X-ray analysis of stibio-tantalite.

The structure of this mineral has been determined in connection with an investigation of the true antimony tetroxide. As could be expected, it was found that Sb_2O_4 may be prepared through a complete dehydration of antimonic acid by means of a sufficiently long and severe heating in air (at $800\text{--}850^\circ\text{C}$ for some days). Long ago H. UNGEMACH put forth

the suggestion that this oxide which may be considered to be $\overset{\text{III}}{\text{Sb}} \cdot \overset{\text{V}}{\text{SbO}}_4$,

is isomorphous to stibio-tantalite, $\overset{\text{III}}{\text{Sb}} \cdot \overset{\text{V}}{\text{TaO}}_4$.¹ Therefore, as only very small crystals of Sb_2O_4 were present, a minute sliver of a well crystallized stibio-tantalite specimen was used for taking Laue and rotation diagrams with the hope that its atomic arrangement should prove to be the same as that of Sb_2O_4 . This expectation was fulfilled. The two substances were found to be isomorphous and the structure of both of them could thus be determined.² The stibio-tantalite specimen, originating from Mesa Grande in California, was kindly put at the disposal of the Institute by Professor QUENSEL.

According to UNGEMACH stibio-tantalite should be orthorhombic with an axial ratio of $0.888 : 1 : 2.130$. The dimensions of its unit cell have been determined to be $a = 4.916 \text{ \AA}$, $b = 5.542 \text{ \AA}$, $c = 11.78 \text{ \AA}$, giving the axial ratio $0.888 : 1 : 2.126$ in almost complete agreement with the measurements of UNGEMACH. It crystallizes in the space-group C_{2v} , and there are four groups of SbTaO_4 present in its unit cell.

On the Composition of Substances of the Pyrochlore-Atopite-Microlite Structure Type.

By their structure analysis of pyrochlore and romeite H. R. VON GAERTNER³ and O. ZEDLITZ⁴ have confirmed the statement of A. JOLY⁵

¹ H. UNGEMACH, Bull. Soc. Fr. Min. 52, 92. 1909.

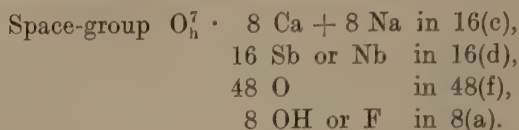
² The investigation has been performed in this Institute by K. DIHLSTRÖM, who will soon publish a report of it.

³ H. R. VON GAERTNER, Neues Jb. Min. Geol. Pal. 61, 1. 1930.

⁴ O. ZEDLITZ, Zeitschr. f. Kristallogr. 81, 253. 1932.

⁵ A. JOLY, Ann. Scient. de l'école normale supérieure 6, 125, 1877.

and P. J. HOLMQUIST¹ that a content of OH or F is essential for the formation of these minerals. Their formulae have been written $\text{CaNaSb}_2\text{O}_6\text{OH}$ and $\text{CaNaNb}_2\text{O}_6\text{F}$. They have the following structure,²



Though hardly definitely proved, the idea seems to be prevalent at present, that, at least to some extent, the OH and F in these minerals may be replaced by O, while univalent ions such as Na are correspondingly substituted by bivalent ions as for instance Ca. The formulae of the pyrochlore-atopite-microlite minerals have of late generally been written $\text{X}_2\text{Y}_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_7$.³ A partial replaceability of this kind seems very likely, but the fact, established by JOLY and HOLMQUIST, that $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ is not isomorphous to the pyrochlore minerals proves that a complete substitution of OH and F by O is not possible without a breakdown of the original atomic arrangement.

The present authors have produced $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ through heating $2 \text{ CaO} + \text{Ta}_2\text{O}_5$ at $1\,000^\circ \text{C}$ for several days. The powder photographs of the substance obtained contain a great number of lines and though its quadratic form has not yet been established, it may be safely stated that it is not cubic. The X-ray patterns do not even resemble those of microlite. The statement of JOLY and HOLMQUIST that $\text{Ca}_2\text{Ta}_2\text{O}_7$ is not isomorphous to pyrochlore has thus been verified.

Even if the possibility of a partial interchange of OH and F with O may be admitted, and if the formula of the pyrochlore minerals is accordingly written $\text{X}_2\text{Y}_2(\text{O},\text{OH},\text{F})_7$, we do not obtain a notation, however, that covers all the variations in composition that may occur within this

group of substances. As mentioned above, $\text{Sb} \cdot \overset{\text{III}}{\text{Sb}}_2\overset{\text{V}}{\text{O}}_6\text{OH}$ is also a compound which because of its structure may be included in this group, and its formula does not agree with the general expression mentioned. The structure $\text{Sb}_3\text{O}_6\text{OH}$ is the same as that of $\text{CaNaSb}_2\text{O}_6\text{OH}$, except that instead of $8 \text{ Ca} + 8 \text{ Na}$, occupying $16(\text{c})$ in the lattice of the latter, there

are only $\overset{\text{III}}{8 \text{ Sb}}$ statistically distributed upon the points of this atomic position in the former substance. The remaining 8 points of $16(\text{c})$ are thus vacant in $\text{Sb}_3\text{O}_6\text{OH}$. That the atoms of this compound are arranged

¹ P. J. HOLMQUIST, Bull. Geol. Inst. Upsala III, N:o 5. 1896.

² Notations according to »Internationale Tabellen zur Bestimmung von Kristallstrukturen», Berlin 1935.

³ E. g. cf. F. MACHATSCHKI, Geol. Fören. Förhandl. 54, 319. 1932.

this way has been confirmed through an analysis of $\text{BiTa}_2\text{O}_6\text{F}$ (obtained by heating $\text{BiOF} + \text{Ta}_2\text{O}_5$) which substance has been found to be isomorphous to the antimony compound.

If thus the 8 Ca + 8 Na in the elementary cube of romeite might be

III

replaced by 8 Sb without any change of the structure type, it seemed possible that the function of these groups of atoms in 16(c) could as well be fulfilled by 12 Ca. In order to test this, the compound $\text{Ca}_3\text{Ta}_4\text{O}_{12}\text{F}_2$ was synthesised through heating $2 \text{ CaO} + \text{CaF}_2 + 2 \text{ Ta}_2\text{O}_5$ at $1\,000^\circ \text{C}$ during 2 days. Simultaneously an artificial microlite, $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$, was produced in the same way from the mixture $\text{CaO} + \text{NaF} + \text{Ta}_2\text{O}_5$. The preparations thus obtained were investigated by means of the powder method and it was found that not only the latter but also the former consisted mainly of a phase of the microlite type. Their X-ray data are given in Tables 1 and 2. The lattice constants have been determined to be for $\text{Ca}_3\text{Ta}_4\text{O}_{12}\text{F}_2$ $10.32 \text{ \AA}$ and for $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$ $10.40 \text{ \AA}$. As $1/4$ of the 16(c) points are vacant in the lattice of the Ca-fluotantalate, its lattice dimensions are somewhat smaller than those of the Ca—Na compound which has a structure with all the lattice points occupied.

In addition to the lines of the microlite phases a number of comparatively weak interferences could be seen in the photographs of both specimens. $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$ has an admixture of a phase of perovskite type. Its lattice constant has been found to be $3.881 \text{ \AA}$, which agrees exactly with that of NaTaO_3 , found by L. L. QUILL.¹ The Ca-fluotantalate has an admixture of lower symmetry which has not yet been identified. To investigate if the inhomogeneity of the latter specimen was due to an insufficient heating, it was exposed to a temperature of $1\,100^\circ \text{C}$ for 3 days. After this treatment its powder photographs contained the same lines as previously found, but the two series of interferences had changed somewhat in relative intensity, indicating that the amount of cubic phase had lessened, and that of the other phase increased. As may be seen in Table 3, where the data of these powder photographs are listed, the lines of the cubic phase are also somewhat displaced towards larger diffraction angles, showing that the lattice constant has decreased. It has been determined to be $10.29 \text{ \AA}$. H. R. GAERTNER² has found that a heating of pyrochlore, $\text{CaNaSb}_2\text{O}_6\text{F}$, brings about a loss of F, and the high temperature during the preparation is probably also the reason for the inhomogeneity of the specimens synthesised.

Even if a homogeneous Ca-fluotantalate of the microlite type was not prepared in the synthesis, it has been shown, however, that it is possible

¹ L. L. QUILL, *Zeitschr. f. allg. und anorg. Chemie* 208, 257. 1932.

² H. R. GAERTNER, loc. cit.

to produce this substance. Univalent ions, such as Na or K, are not necessary for the formation of a microlite phase.

An attempt has also been made to synthesise a substance of the same kind with 6 quadrivalent atoms in 16(c) and for that purpose Zr was chosen since its ions seemed to be sufficiently large. This substitution experiment was, however, unsuccessful. No phase of the microlite type was present in the preparation obtained. A microlite structure with 10/16 of its 16(c) points vacant is evidently too »open» to be possible.

If we write the formulae of the pyrochlore-atopite-microlite phases so that they correspond to the number of atoms in the unit cell, the following types of expression may be reckoned with: $\text{Sb}_8^{\text{III}}\text{Sb}_{16}^{\text{V}}\text{O}_{48}(\text{OH})_8$, $\text{Ca}_{12}^{\text{V}}\text{Sb}_{16}\text{O}_{48}\text{F}_8$ and $\text{Ca}_8\text{Na}_8\text{Sb}_{16}^{\text{V}}\text{O}_{48}\text{F}_8$. As further, the atoms in 16(c) may evidently be mixtures of uni-, bi-, and trivalent atoms, their number may vary from 8 to 16 per unit cell. How many atoms there are in this position may be due not only to their valence but may also depend upon the proportions of quadri-, quinqu- and perhaps sexvalent atoms in 16(d), and it may further vary with the extent to which OH and F in 8(a) are replaced by O.

With the alternation in the occupation of the 16(c) points, and the exchange of OH and F for O in the 8(a) position, the possibilities for variation in these phases seem, however, hardly to be exhausted. N. SCHREWELIUS of this Institute has recently come across compounds AgSbO_3 and NaSbO_3 (the latter dimorphous) which also crystallize in a way closely resembling that of microlite. Their space-group is O_h^7 , and they have 16 Ag or Na in 16(c), 16 Sb in 16(d) and 48 O in 48(f). The structure is quite the same as that of the phases discussed, except that there is no OH, F or O in 8(a). In view of this fact the assumption may be ventured that the points of the last-mentioned position may not only be completely occupied or completely unoccupied, but also in some cases partially vacant.

If all these variations in the location of atoms on the points of the microlite lattice are taken into consideration, and if it is taken into account that also the 48 O atoms in 48(f) may be partially replaced by OH or F, the only possible general formula for the pyrochlore-atopite-microlite phases seems to be $\text{X}_x\text{Y}_z(\text{O},\text{OH},\text{F})_6(\text{OH},\text{F},\text{O})_z$, where X are the atoms in 16(c) and Y those in 16(d), and where x may vary from at least 1 to 2 and z may have all values from 0 to 1.

Table 1.

Powder Photographs of $\text{CaO} + \text{NaF} + \text{Ta}_2\text{O}_5$, heated at 1000°C for 3 Days. Cr-K_α Radiation.

Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I	Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I
		obs.	calc.				obs.	calc.	
P	100	0.0859	0.0866	st	M	444	0.5791	0.5792	m
M	220	0.0961	0.0965	v w	M	{ 711 }	0.6152	0.6154	m
M	311	0.1321	0.1327	st	M	{ 551 }	0.6929	0.6930	m
M	222	0.1444	0.1448	v st	P	220	0.7119	0.7119	m
P	110	0.1726	0.1733	st	M	{ 731 }	0.7720	0.7723	w
M	400	0.1926	0.1931	st	M	{ 553 }	0.7807	0.7798	w
M	331	0.2288	0.2293	m	M	800	0.8089	0.8084	v w
P	111	0.2595	0.2599	m	P	{ 221 }	0.8661	0.8664	m
M	{ 511 }	0.3255	0.3258	st	M	{ 300 }	0.9047	0.9047	w
P	{ 333 }	0.3466	0.3465	st	M	733	0.9170	0.9170	st
M	200	0.3861	0.3861	v st	P	310	0.9512	0.9530	v w
M	440	0.4226	0.4223	m	M	{ 751 }	0.9647	0.9653	st
P	531	0.4328	0.4332	st	M	{ 555 }			
M	210	0.5188	{ 0.5189 }	st	M	662			
P	{ 533 }	0.5307	{ 0.5198 }	v st	P	311			
M	622		0.5309		M	840			

M = Microlite. P = Perowskite. v w = very weak, w = weak, m = medium, t = strong, v st = very strong.

Table 2.

Powder Photographs of $2 \text{CaO} + \text{CaF}_2 + 2 \text{Ta}_2\text{O}_5$, heated at 1000°C for 2 Days. Cr-K_α Radiation.

Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I	Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I
		obs.	calc.				obs.	calc.	
		0.0926		v w			0.4103		w
		0.1080		v w			0.4181		m
M	311	0.1342	0.1348	m	M	531	0.4290	0.4289	st
		0.1396		w	M	533	0.5267	0.5269	m
M	222	0.1465	0.1470	v st	M	622	0.5403	0.5392	st
		0.1584		v w			0.5564		v w
		0.1813		v w			0.5616		w
M	400	0.1957	0.1961	st			0.5734		v w
		0.2097		v w	M	444	0.5892	0.5882	m
		0.2643		w			0.6118		v w
		0.2848		w					
M	422	0.2942	0.2941	w	M	{ 711 }	0.6256	0.6250	m
		0.3001		v w					
M	{ 511 }	0.3311	0.3309	st	M	{ 551 }	0.7236	0.7230	m
	{ 333 }	0.3391		v w	M	{ 553 }	0.7846	0.7843	m
		0.3691		w	M	{ 731 }	0.9190	0.9191	w
		0.3922	0.3921	v st	M	800	0.9311	0.9313	st
M	440	0.4029		w	M	{ 751 }	0.9801	0.9803	w
					M	{ 555 }			
					M	662			
					M	840			

Table 3.

Powder Photographs of $2\text{CaO} + \text{CaF}_2 + 2\text{Ta}_2\text{O}_5$, heated first at 1000°C for 2 Days and then at 1100°C for 3 Days. Cr- K_α Radiation.

Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I	Phase	h k l	$\sin^2 \theta$		I
		obs.	calc.				obs.	calc.	
M	311	0.0909		m	M	440	0.3444		v w
		0.0924		m			0.3500		w
		0.1098		w			0.3681		w
		0.1350	0.1356	st			0.3729		v w
M	222	0.1894		st	M	440	0.3947	0.3946	v st
		0.1474	0.1480	v st			0.4015		w
		0.1580		w			0.4088		w
		0.1704		v w			0.4167		w
M	400	0.1813		v w	M	531	0.4314	0.4316	m
		0.1918		v w			0.4645		v w
		0.1972	0.1972	st			0.4953		v w
		0.2061		v w			0.5133		v w
M	{ 511 333 }	0.2102		v w	M	533	0.5307	0.5302	w
		0.2269		v w	M	622	0.5431	0.5425	st
		0.2348		v w			0.5598		m
		0.2590		w	M	444	0.5919	0.5918	m
		0.2634		v w	M	{ 711 551 }	0.6293	0.6288	m
		0.2839		w			0.6417		v w
		0.2996		w			0.6817		w
		0.3051		v w	M	{ 731 553 }	0.7288	0.7275	m
		0.3116		v w			0.7904	0.7891	m
		0.3176		v w	M	800	0.9392	0.9371	m
					M	662			st
		0.3330	0.3329	m					

Investigation of the Varuträsk Stibio-Microlite.

After the structure of stibio-tantalite had been determined and the composition variability of the microlite minerals had been investigated, the time had come for the interpretation of the powder photographs of the Varuträsk mineral.

The lines observed are listed in Table 4. As may be seen, it has been confirmed that QUENSEL¹ has been correct in his assumption that the specimen in its present state is mainly a mixture of stibio-tantalite and a microlite phase. The lattice dimensions of the former have turned out to be the same as those of the Californian mineral, *viz.*, $a = 4.92 \text{ \AA}$, $b = 5.54 \text{ \AA}$, $c = 11.78 \text{ \AA}$. The lattice constant of the microlite phase has been determined to be $a = 10.40 \text{ \AA}$. The statement that some native antimony is present in the specimen has also been verified. The strongest interferences in the X-ray pattern of Sb appear in the photographs of

¹ Cf. the preceding paper.

Table 4.

Powder Photographs of disintegrated Stibio-Microlite. Cr-K α Radiation.

Phase	h k l	sin ² θ		I	Phase	h k l	sin ² θ		I
		obs.	calc.				obs.	calc.	
Sb	003	0.0919	0.0927	v w	Sb ₂ O ₃	440	0.3375	0.3376	m
S-T	111	0.1055	0.1059	m	S-T	204	0.3662	0.3664	w
Sb ₂ O ₃	222	0.1263	0.1266	m	M	440	0.3862	0.3862	v st
M	311	0.1324	0.1328	st	S-T	221	0.3960	0.3954	w
S-T	112	0.1342	0.1341	st	S-T	025	0.4045	0.4050	v w
Sb	102	0.1363	0.1355	w	M	531	0.4226	0.4225	m
M	222	0.1449	0.1448	v st	S-T	{ 116 }	0.4345	{ 0.4349 }	m
S-T	004	0.1501	0.1504	m	S-T	{ 130 }		{ 0.4365 }	
S-T	020	0.1692	0.1700	w	S-T	131	0.4465	0.4459	w
S-T	{ 021 }	0.1804	{ 0.1794 }	w	Sb ₂ O ₃	622	0.4640	0.4642	m
	{ 113 }		{ 0.1811 }		S-T	223	0.4705	0.4706	w
M	400	0.1930	0.1931	m	Sb ₂ O ₃	444	0.5086	0.5064	w
Sb ₂ O ₃	331	0.1994	0.2005	v w	S-T	133	0.5190	0.5211	w
S-T	022	0.2075	0.2076	v w	M	622	0.5304	0.5311	st
S-T	200	0.2161	0.2160	w	S-T	117	0.5558	0.5571	v w
M	331	0.2291	0.2293	w	S-T	312	0.5658	0.5661	w
S-T	{ 202 }	0.2547	{ 0.2536 }	v w	M	444	0.5792	0.5794	m
	{ 023 }		{ 0.2546 }		S-T	134	0.5880	0.5869	w
Sb	104	0.2604	0.2591	w	S-T	008	0.6002	0.6016	w
Sb	110	0.2827	0.2830	m	M	{ 711 }	0.6144	0.6156	m
M	{ 511 }	0.3258	0.3259	m	S-T	{ 551 }			
	{ 333 }				S-T	225	0.6189	0.6210	v w
S-T	115	0.3314	0.3315	w	S-T	027	0.6284	0.6306	v w

M = Microlite. S-T = Stibio-Tantalite.

the mineral mixture. The lattice dimensions of this third phase were found to be normal, *viz.* with an edge of the face-centred unit rhombohedron of 6.226 Å, and an angle of 87° 24'.

When the three phases had been identified, there remained, however, a few lines in the photographs originating from something else. They were soon recognized as the strongest lines of senarmontite, Sb₂O₃, proving that the mineral has a slight admixture of this mineral too. Its lattice constant was found to be $a = 11.13$ Å in good agreement with the value 11.127 Å, previously found in this institute for pure cubic Sb₂O₃.

In order to verify further the presence of Sb and Sb₂O₃ in the specimen, a powdered quantity thereof was heated in an open crucible at 650° C during a couple of hours. In the X-ray photographs of the powder treated in this way no Sb-lines appeared, and the interferences ascribed to Sb₂O₃ were considerably weakened.

Although the stibio-tantalite has the lowest symmetry of the four phases of the mineral mixture, a great multitude of its lines are visible in the photographs and several of them even have a rather high inten-

sity. The interferences of the microlite phase are also rather strong. These two substances are evidently the dominating constituents. The presence of Sb and Sb_2O_3 is indicated in the photographs only by their strongest lines and thus enter into the specimen in comparatively small quantities. The lines of these phases are further somewhat blurred and diffuse and this is an indication that they are formed secondarily under poor crystallization conditions.

It is, of course, hardly possible to state the exact composition of the stibio-tantalite and microlite phases of the specimen. Ta and Nb have almost the same atomic dimensions, and a substitution of one of these metals for the other does hardly cause any change in the lattice dimensions. That the unit cell of the stibio-tantalite phase has the same edges as that of the Mesa Grande specimen thus hardly proves that it has the same Ta—Nb proportions as the latter.

It may be noted, however, that the lattice constant of the microlite phase has turned out to be the same as that of $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$. According to the analysis of the specimen, performed by Miss BERGGREN, it contains, however, only about half as many Na as Ca atoms. Consequently, if all Ca and Na atoms enter the microlite phase, it cannot be composed according to the ideal formula $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{OH}$. In addition to Ca and

III

Na atoms there must be a number of Sb atoms in the position 16(c). That the lattice constant nevertheless is as high as 10.40 Å may be due to a substitution of O by OH in the position 48(f). The water content of the mineral specimen is high enough to make such a substitution seem reasonable.

Summary.

The Ca and Na atoms of a mineral such as microlite, $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6$ (OH,F), may be replaced by half their number of Sb atoms or by two thirds their number of Ca atoms without any further change in structure. O may be substituted by OH or F and vice versa. Finally, the compounds AgSbO_3 and NaSbO_3 (of which the latter also occurs in a form isomorphous to ilmenite) have the same structure as microlite, except that the OH and F of the latter are missing. The correct general formula for the pyrochlore-atopite-microlite minerals seems thus to be $\text{X}_x\text{Y}_z(\text{O,OH,F})_6(\text{OH,F,O})_z$, where x may vary from at least 1 to 2 and z may have all values from 0 to 1.

A disintegrated Varuträsk mineral, called stibio-microlite, has been investigated by means of X-ray powder photographs. The following phases were identified: stibio-tantalite, which is ortho rhombic, with

the lattice dimensions $a = 4.92$, $b = 5.54$, $c = 11.78 \text{ \AA}$, microlite with unit cube edge $a = 10.40 \text{ \AA}$, native Sb, and senarmonite with normal lattice dimensions. The two first-mentioned phases were found to be the dominating constituents of the specimen.

Finally, the authors wish to thank Mr K. DIHLSTRÖM and Mr N. SCHREWELIUS of this Institute, who have kindly permitted some of their results of X-ray studies on stibio-tantalite and other antimonates to be communicated before their own publications appear.

Institute of General and Inorganic Chemistry of the
University, Metallographic Institute,
Stockholm (Sweden). March 1938.

Varve datings contra suppositions.

By

GERARD DE GEER.

(MS. received 11/2 1938.)

Some years ago, when with a representative of the far East discussing the earthquakes of his country, I remarked that the earth crust of Sweden had not always been as quiet as nowadays. At the very end of the last Ice Age, when the heavy load of ice disappeared, as is plainly demonstrated, the whole of our country was considerably upheaved in the region of maximum land-elevation by the enormous amount of up to 15 m per century or 15 cm per year. It must have been followed by vigorous earthquakes, but we did not immigrate at that time and have thus no human documents concerning real earthquakes.

Later on, when describing the geological subbasement of the new Stockholm aerodrome at Bromma (1), I made use of that conclusion in order to explain the extraordinary multitude of big boulders in hundreds and thousands, immediately at the west side of the aerodrome, heaped up along the receding front of the last glaciation within a well marked zone, no less than 12 km in length, nearly but not quite in the direction of the glacial striae.

Almost without interruption, along the whole of this zone, a sequence of frontal moraines occurred, shoved up by the receding ice-border marking a definitive part of the ice-front, thus indicating the breadth of the boulder-zone as only about two kilometers.

This very striking, rather sharply limited, local mass-occurrence of great boulders — while the bed-rocks were the same even on both sides where boulders were almost totally lacking — seemed very difficult to explain without the assumption of a local subterranean magma-movement with earthquakes and corresponding boulder production. Earlier boulder-occurrences, here just as well as in the surroundings, ought to have been long since carried away during the whole of the preceding Ice Age.

Towards the very south end of the morainic zone the local heaping up of boulders, in number as well as in size, reached a most pronounced

maximum. Here it seemed to be the very origin of the subterranean movement, when rising from a greater depth. This was at a landice border dated to the year 1050 before the zero-year of the Ice Age, this latter being 8640 years before 1900 A. D. Further details will soon be published.

Another radial zone of frontal moraines occurs as a dense school heaped up along the western side of a topographically marked fault-step, bordering the easternmost bay of Lake Venern. Those crowds of small frontal moraines seem to be strictly limited to the western foot of that fault-line and may indicate a local boulder production by earthquakes along that tectonic line.

Also at some other localities it seems that lots of such small frontal moraines from the last ice-recession were heaped in such a way that it becomes difficult to avoid the assumption of some local factor for the production of such local boulder masses at the very end of the Ice Age.

Now it seems to me as a rather interesting problem for travelling geologists, visiting especially marked occurrences of such frontal moraines, to note where they may be limited in a way, pointing to some connection with tectonic features or, on the opposite, where they occur without any such connections.

This would be a new means of tracing a tectonic effect of the well fixed considerable late Glacial movement of the earth-crust, especially within the most upheaved parts of our country.

As to another kind of morainic deposits, which I have designated as moraine-rafts, they seem also to deserve further investigation. In some cases they have no doubt very naturally been misunderstood as true moraines, still *in situ*.

But the true moraine-rafts, though consisting of genuine, typical till, have not been directly deposited by land-ice, but by drifting ice-bergs, as in many cases is definitively proved. Thus the first moraine-rafts of which their true nature was certified were found near Stockholm (2). They were exposed along the whole of their length, or some 30—50 m, and were nearly or quite 1 m thick. Their subbasement of practically undisturbed varved clay was well exposed, and they were partially covered by very thin, so-called microdistal varves of the same clay, showing that, at the time of their deposit, the ice-border had retreated during quite a number of centuries. In some cases their content of erratics, with masses of cambrosilurian rocks but a total lack of the local ones, made it evident that they had been carried to their place by an ice-berg from a more eastern ice-radius. This made the drifted origin of such moraine-rafts very obvious, but, as was to be expected, also in a number of other moraine-rafts as well in the Stockholm

Figs. 1 and 2. Gävle region: continuous varve connections.

Figures: years before zero; *italics*: bottom varve.

DALARNA				GÄSTRICKLAND			
G.	Gustafs	(620+)	LIDÉN	Ha.	Hagström	617	DE GEER
H.	Hedemora	(650+)	STENGÅRD	Å.DG.	Åbyfors	(610+)	• •
A.	Avesta	736	DE GEER	Å.GR.	•	(616+)	GRUFMAN
K.	Krylbo	(700+)	GRUFMAN	Ås.	Åsbyggeby	624	CALDENIUS
				To.	Torsåker	630	•
UPPLAND							
Ä.	Älvkarleby	626	DE GEER				
V.	Vestland	629	CALDENIUS				
R.	Rörberg	630	GRUFMAN				
Ti. 1.	Tierp, Bredäng	(660+)	CALDENIUS				
Ti. 2.	• Hall	682	•				

region as to the south of it, were lacking cambrosilurian material and were thus derived from other land-ice radii. Still their origin from drifted material was often easily determinable where they occurred as more or less sharply limited accumulations upon the generally boulder-free surface of the oses.

Now the varve datings around the Bothnian Sea have shown that during the century 700—600 years before the zero-year and evidently just after that the receding ice-front had reached the critical depth for ice-berg fracture, this also had started in a rather catastrophic way and did not stop, until the receding ice-border reached a steeper land-slope at the actual coast of Norrland.

This means that during the century named an enormous mass of ice-bergs, probably often of great size and of the so-called antarctic type, must have been fractured from the Bothnian ice-border. And, *hinc illa lacrimæ*, this was no doubt the origin of the real deluge of moraine-rafts which seems to have inundated the sea-bottom of that time, even as far as to the Stockholm region being a cause of many mistakes.

Judging from what I have seen of considerable boulder-heaps, especially on the oses in the higher parts of the former sea-bottom in question, where ice-rafts often may have stranded, it seems very desirable if travelling geologists would observe and plot on their maps the occurrences of such moraine-rafts, which of course are most easily observed on the oses but no doubt also often occur on the plains, where not seldom they are deposited over as well varved clay as the true till, though sometimes distinguishable by a different coarseness.

Anyhow, in the region SW of the district named with the catastrophic ice-berg fracture over the Bothnian depression, or exactly in

Gävle region: ice-recession.

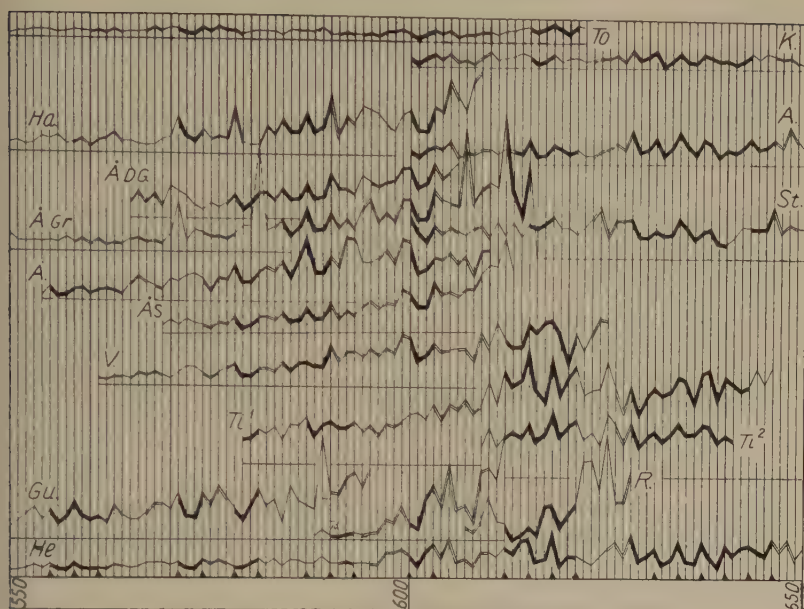


Fig. 1. Varve diagrams.

Triennic variations: heavy lines.

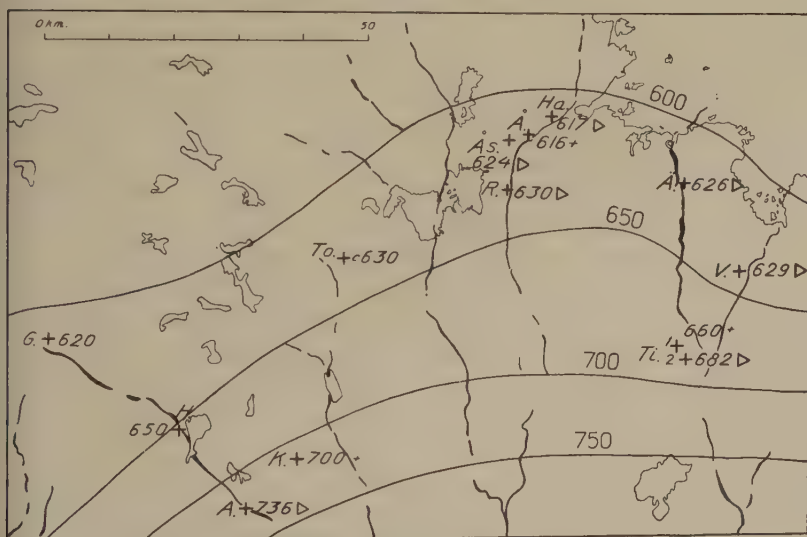


Fig. 2. Map of oses and varve localities.

Oses black, where not concealed by lakes. Triangles: bottom varves.

the Gävle region, it is easily understood that moraine-rafts may be exceptionally common and easily mistaken for directly land-ice deposited till.

It occurs also, as e. g. at the brick-work of Åbyfors, that the varved clay partly has been intensely folded by ice-bergs, pushed on from the Baltic and that, at several levels, it is interbedded by undisturbed varves, covered only by postglacial sand without any trace of till. Between some of the varves appeared locally downslidden beds of gravel from the adjacent ose, upon the foot of which the clay evidently reposed.

Now the clay in question was said to have been traced by borings all the way to a clay exposure, believed to be covered by ose-material in a section through the gravel of the ose in question. Being definitively settled that the clay of the brick-work was younger than the ose, this made it evident that at the deposition of the varved clay just named the ose itself here already had the direction NE—SW, for the explanation of which a special *later*, hypothetical ice-oscillation thus was totally useless.

Furthermore, the superposition of the gravel upon the varved clay in question must have been caused by secondary down-wash. Hereby it is of no consequence that at present this is the highest remaining part of the ose, of which in such an open situation very considerable masses of originally no doubt higher parts necessarily must have been denuded. Thus at Stockholm as well as at Uppsala it has been possible directly to show that the oses have been lowered by wave erosion more than ten meters.

It was thus in full accordance with the conclusion named that the varved clay in question was covered, not at all by ose-material *in situ*, but only by postglacial marine down-wash, when CALDENIUS found, below it and above the underlying varved clay, a thick postglacial shell-bed, blue of *Mytilus edulis*.

Of other scattered observations, which were assumed as indications of a special renewed ice-oscillation, the two sets of striæ, occurring on different faces of the roundrocks, is a rather common phenomenon where successive changes in the ice-flow have occurred, as in the Stockholm region with the last dominating direction about N—S and with another one almost immediately preceding from about NW but soon afterwards mostly worn away, with exception of rock-faces on the lee-side of the last ice-erosion (2).

That to the west of Gävle a local set of marked frontal moraines, oriented toward the same local indentation of the ice-border as the bewildering local bow of the Gävle ose, are reported to be higher than most of the frontal moraines in the Stockholm region, must be due to a locally

somewhat greater occurrence of till-material, but seems scarcely explainable by a special, new ice-oscillation, having only to work with material possibly left by the preceding one.

When, in 1905, preparing the first systematic determination of the ice-recession past the Upland peninsula, I especially emphasized that in this area the exceedingly well developed and continuous ones, representing the coarser constituents of the melt-sediment in question, indicated that also the finer parts of the same sediment ought to be equally regular and uniform.

This was also certified in a most satisfying way, when in 1905 by the great number of measurements, which along this first part of the Swedish time scale were carried out by numerous participants. These made their varve measurements independently of each other, everyone for his part of the line, but all the overlapping varve series gave afterwards a highly satisfying reciprocal control.

At the beginning of the discussion concerning the supposed Gävle oscillation I exhibited the varve measurements tabulated already in 1905 and fixing for about every third year the extremely regular and undisturbed, last ice-recession over so great a part of the region in question, that the possibility of any later ice-transgression was totally excluded. It goes without saying, that the varve-diagram here presented forms a direct verification of that regular ice-recession.

Here it may be remarked that the quoted measurements of 1905 which, already a quarter of a century ago, had settled the principal fact of continuous ice-recession obviously registered by continuous coarse- and finer melt-sediments, were all executed in the region named, teleconnections with other countries being not even discovered at that time. That afterwards REKSTAD's varve-series from Aardal in Sogn was found to correspond remarkably well, gives no reason at all for the curious prejudices against this valuable measurement.

Anyhow, only local Swedish varve series are given in the diagram which I lately published in the papers of the Swedish Academy of Science (3), showing, by a whole net of observations with numerous corresponding details, how the last ice-recession from the Gävle region and the adjoining provinces retired northwards quite regularly and without any real oscillation at all. Furthermore this happened exactly at the time when the adjacent part of the land-ice occupying the Bothnian depression from where the assumed ice-oscillation should have come, on the contrary had been found to exhibit an enormous, rather catastrophic recession, thus being utterly incapable of any extra extension.

References.

1. G. DE GEER, Bromma Flygfält under istiden. Stockholms Stadsfullmäktiges Handlingar 1936. Bihang, Stadskoll. Utlåt. & Mem., Nr 45.
 2. —, Stockholmstraktens kvartärgeologi. Sveriges Geol. Unders., Ser. Ba, No. 12. Map, 1 : 50 000, with lines of annual ice-recession. Data, 18. Stockholm 1932. With English explanations.
 3. —, Periodic variations in the ablation of prehistoric land-ice. K. Sv. Vet. akad., Arkiv f. Mat., Astr., Fys, Bd 26 B, No. 6. Sthlm, 1938.
-

The Anorthosite and Kenningite of the Nordingrå-Rödö Region.

A Contribution to the Problem of the Anorthosites.

By

HARRY VON ECKERMANN.

(M. S. received April 1st, 1938.)

CONTENTS.

Introduction	243
Stratigraphy and Tectonics of the Nordingrå Anorthosite	245
The Mineralogical and Chemical Composition of the rocks	250
The Gabbro	250
The Anorthosite	256
The Gabbro-Pegmatite	258
The Porphyritic Noritic Gabbro	259
The Differentiation of the Gabbro	262
The Separation of the Anorthosite	262
The Continued Differentiation of the Gabbro	265
The Differentiation of the Gabbro-Pegmatite	268
The Differentiation of the Porphyritic Noritic Gabbro	269
The Differentiation of the Sodaclase-Pegmatites	271
Remarks on the banding of basic plutonic rocks	274
The «effusive» Kenningite of Känningen Island	276
The Anorthositic Differentiation compared with the normal one of basic Jotnian magmas	279
General Consideration of the Anorthosite Problem	282
References	284

Introduction.

The origin of the anorthosites has for years been the subject of great interest and intense discussion. DALY (5 p. 419) summarizes the resulting actual state of the problem by emphasizing the probability of the large late pre-Cambrian volumes of anorthosites being gravitational segregations of plagioclase crystals in initially basaltic magma within large chambers of the floored type of injection whence the anorthosites in part were moved and intruded anew after their separation. He also points out that some of the anorthosites may have been generated in chambers hot enough to permit a limited solution of foreign rocks and perhaps some re-solution of sunken crystals of plagioclase, too. He stresses the non-discovery of any volcanic equivalents of anorthosite, al-

though the parent basaltic magmas may have fed volcanoes above their roofs during the hot stage before any appreciable separation of plagioclase could have taken place.

ALLING, too, reviews the anorthositic problem (1, p. 309), opposing BOWEN's opinion (2) that the freezing temperature of the plagioclases the principal components of the anorthoclase, surpasses the normal magmatic temperatures and excludes the possibility of the anorthosites, ever being molten. Such a conclusion, according to ALLING, infers the preclusion of volatile (hyper-fusible) constituents as well as their accompanying lower melting-intervals and pegmatitic phases. The anorthosites should, consequently, lack intrusive and assimilative power, whereas ALLING strongly emphasizes the presence of pegmatitic veins cutting the Adirondack anorthosites, as well as a saturation, soaking and assimilation of the surrounding Grenville sediments by the anorthosites. BALK, on the other hand, strongly opposes Alling's reading of the field evidence, and believes the responsible liquid to be derived from the parental magma out of which the anorthosite separated, and not from the anorthosite itself.

The general discussion largely revolves round the question whether the solid crystals of plagioclase sink or rise under the influence of gravity. BESKOW, BUDDINGTON, GOLDSCHMIDT, GROUT, LARSSON and LOEWINGSON-LESSING postulate rising, while BOWEN and I. H. K. VOGT advocate sinking. While GROUT in Minnesota found the plagioclase crystals to have risen, BALK claims the delicate balance in specific gravity to be largely neutralized (in the Adirondacks) by flowage pressures. Many authors stress the importance of the supposedly universal protoclastic texture of the anorthosites but, on the other hand, VOGT, supported lately by DALY and ALLING, drew attention to the bulk of the Rhodesian, Minnesotan, Norwegian and Bushveld anorthosites being massive coarse-grained rocks of plutonic character exhibiting practically no strain phenomena.

ALLING concludes his recent review by holding the question of gravitative separation open for further information. Finally, it may be worth remembering that VOGT believed an initial temperature of the order of 2 000 C° to have characterized the anorthositic liquid felspar rock, which he assumed to have originated by repeated redissolving of sunken crystals of plagioclase.

The present author believes himself able to supply some new useful data both on the subject of the separation of the felspar crystals, as well as on the problem as a whole. During his studies of the Fenno-scandian Jotnian eruptives, he also made the well-known anorthosite area of Nordingrå, previously described by LUNDBOHN (14), HÖGBOM (13)

and SOBRAL (15), the subject of a renewed detailed investigation, justified by the earlier petrologists' cursory treatment of the tectonical and chemical features.

Stratigraphy and Tectonics of the Nordingrå Anorthosite.

The Nordingrå anorthosite occupies an area of about 33 square kilometres, outcropping to the east of, and adjoining, the Nordingrå gabbro. The region has been very ably mapped by SOBRAL, and only minor discrepancies, brought to light by extensive road-work within the region, were noticed by the present author.

SOBRAL came to the conclusion that the early Jotnian (by him termed sub-Jotnian) rocks of the Nordingrå region crystallized in the following ascending order: anorthosite—gabbro—monzonitic rocks—rapakivi granites. To support the assumed stratigraphic position of the anorthosite as the oldest rock of the series, he advanced the following field evidence.

- 1) On the peninsula to the west of Räfsviken there occur within the anorthosite two small outcrops of partly porphyritic gabbro containing big fragments of the former. The porphyritic gabbro also intersects the surrounding anorthosite in the shape of dikes.

- 2) On the southern shore of Lake Storsjön, medium-grained somewhat porphyritic gabbro dikes cut through the anorthosite. Similar dikes occur at Häggviken intersecting the normal gabbro as well as the anorthosite. The dikes are even-grained right out to the contacts and, consequently, show no chilled margins.

- 3) Both the anorthosite and the gabbro are both intersected by the rapakivi granite which, in places, even assimilates the basic rocks producing hybrid types.

Consequently, SOBRAL considered the anorthosites to be considerably older than the gabbro, regarding them as earlier but consanguineous intrusions. He overlooked several important items however.

To begin with, the absence of chilled margins indicates a fairly high temperature of the anorthosite at the time of intrusion of the gabbro-like and suggests no great hiatus between the «mise-en-place» of the two. Secondly, he failed to notice the striking petrographic difference between the normal gabbro and the «porphyritic gabbro», which latter, even if no analyses were available at the time, differs considerably from the former, both when examined under the microscope and when viewed in the field. Thirdly, SOBRAL, by not paying sufficient attention to the

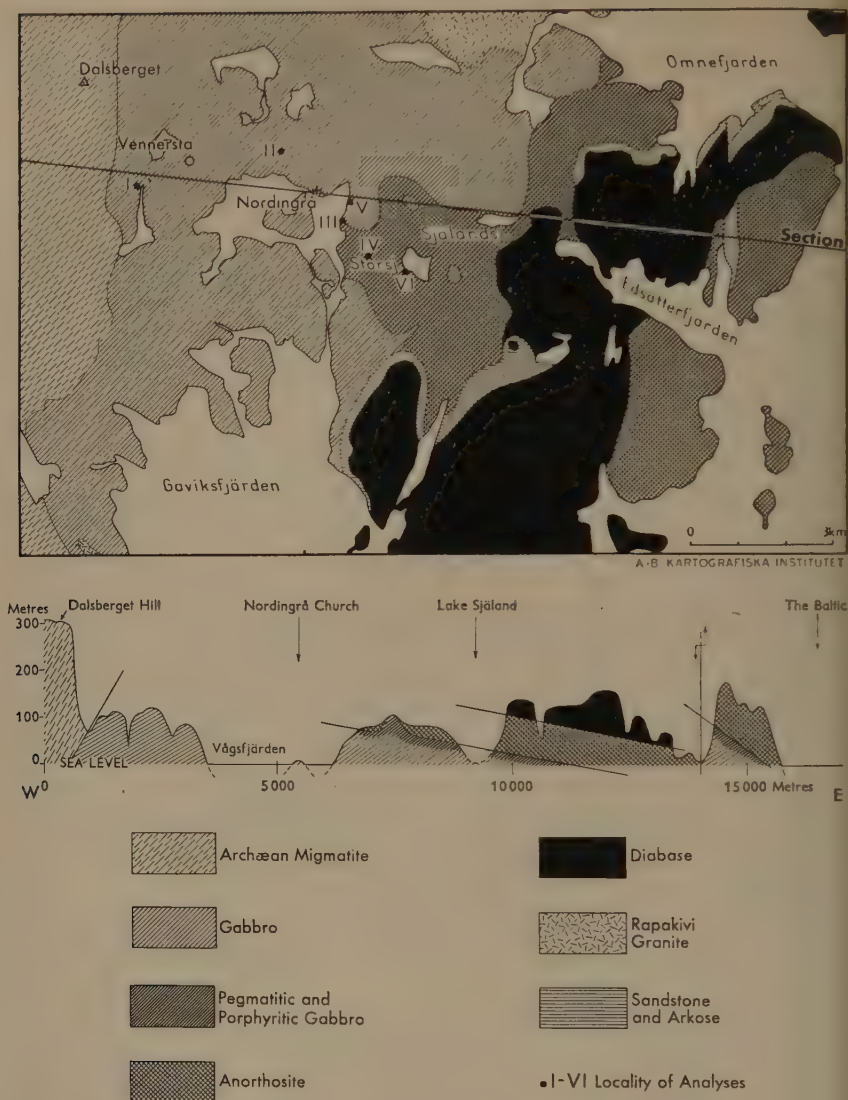


Fig. 1. Map and Section of the anorthositic area of Nordingrå.

tectonic features, missed the evidence already suggested by his map of the sheet-like configuration of the anorthosite-«intrusive».

To the appended map of the anorthosite-area, Fig. 1, based on SOBRAL's survey, the present author has added two E. W. vertical sections, which illustrate the stratigraphic position of the anorthosite on top of

the gabbro. The configuration of the gabbro-intrusive itself is not as yet fully elucidated perhaps, but the agreement of the slight pitch of the anorthosite-sheet towards E—SE with the emplacement of the superimposed sediments and diabase-sheets suggests a correspondingly sheet-like flooded intrusion of the gabbro.

The present author has recently shown (6) that the rapakivi granite, although it may have erupted into the open (as porphyries) farther to the east within the adjoining region now covered by the Baltic, certainly intruded along its western boundary at Nordingrå under a roof of archæan migmatites. The universally sheet-like intrusions of the rapakivis at high level within the outer earth-crust which were suggested by the author as a deduction from his survey of the Hamra Jotnian area were amply confirmed by his investigations at Nordingrå. Another observation, hitherto not published, may also be added.

Crossing the N. Ulfö Island outside Nordingrå from W to E, rapakivi-granite is found to alternate with younger diabase, the latter occupying the central position. The highest topographic levels are alternately represented by either granite or diabase. SOBRAL, who apparently conceived the diabase as an almost vertical, big dike-intrusion, explained this inconsistency between stratigraphical and topographical levels as being the result of extensive faulting running parallel to the boundaries between the two rocks. The present author, however, found the diabase to represent an inclined sheet within the granite. The basic intrusion has followed the planes of internal strain, originated within the granite by its cooling having progressed along isothermal planes parallel to the cold roof of the intrusion-chamber. The tectonic emplacement of the diabase may, consequently, be also said to confirm the sheet-like configuration of the rapakivi-intrusion.

Returning to the gabbro-intrusion which preceded the rapakivi in the same »archæan intrusion-chamber», a sheet-like configuration of the former rocks is therefore strongly suggested, even if unrefutable proofs are lacking.

When examining the basal contacts of the anorthosite-sheet towards the gabbro, the joint is found to be rather diffuse. In some places there is a gradual merging of the two rocks into each other, but in most instances they are separated either by finer-grained dark porphyritic rocks or by very coarse-grained, light-coloured pegmatitic rocks. In no case have any chilled margins between the different rock-types been found. Both the porphyritic and the pegmatitic gabbro penetrate as dikes into the overlying anorthosite as well as into the underlying gabbro. In the latter case, however, the porphyritic gabbro may be observed in several instances to originate from a porphyritic zone which constitutes

the upper part of the gabbro. This zone, although grading downwards into the gabbro, is well distinguished from the latter, the transition being confined to a small vertical distance. Porphyritic gabbro-dikes occurring at some distance from the gabbro, such as those at Storsjön, are present as slightly inclined sheets within the monomineralic anorthosite. Even if they cannot be traced in the field right out to the gabbro-contact, their mineral composition and general habit is identical with the dikes originating from the regionally emplaced porphyritic gabbro.

As follows from their petrographic and chemical description given below, they may be termed *porphyritic norites*.

Special attention is called to the pegmatitic rocks, as they are easily confused with the anorthosite on account of their light colour. As shown by analysis V in this paper, they are of gabbroid composition and may be termed »gabbro-pegmatites». To the east of Våg fjärden, as well as in other places, they strongly brecciate the anorthosite. They generally occur close to the basal contact-zone of the anorthosite-sheet or within the same at localities which, on account of their topographic position as compared with their tectonic emplacement, may be assumed to be situated at no great distance from that basal zone. Part of the area mapped by SOBRAL as anorthosite is really extensively invaded by the gabbro-pegmatites.

All field evidence combines to show the very intimate connection existing between the gabbro and the anorthosite and speaks definitely against any real »hiatus» between their »intrusions». The latter seems to have developed out of the former »in situ» as there is no distinct contact-surface between them but a zone within which the basic dikes and pegmatites overlap the gradual normal merging of one rock into the other.

Finally, within the gabbro itself there are also found two quite different types of hololeucocratic or leucocratic dikes. They have recently been described by the present author, who has termed them »biotite-soda-clase-aplites» and »prehnite-sodaclase-pegmatites». (7). Of these dikes the aplitic type seems to be confined to the gabbro proper, while the pegmatitic ones also penetrate the anorthosite as well as the gabbro-pegmatites, but has never been observed to intersect the porphyritic gabbro. Both types of dikes generally intersect the gabbro in the form of more or less inclined thin sheets, rarely inclined more than 45° from the horizontal plane. They occur in swarms suggesting intrusion into contraction-fissure-zones developed roughly parallel to the upper cooling surface of the gabbro or close to its contacts against older archæan rocks. They seem to have congealed at a time when the main

volume of the gabbro was already frozen and, in the case of the soda-clase-pegmatites, also later than the gabbro-pegmatites.

SOBRAL observed pegmatites cutting the anorthosite about 500 m to the south of Råfsön. The dominating minerals orthoclase, albite and perthite, indicate a close relationship to the sodaclase-pegmatites described by the present author (7), although the Råfsö rock apparently does not contain prehnite. The dikes may be taken as less extremely differentiated sodaclase-pegmatites. SOBRAL could not decide whether they were pegmatites of the anorthosite or of the gabbro and the present author, too, left this question an open one in his paper on the late differentiates of basic magmas (7). An attempt to answer the question will now be made farther below.

Finally it may be pointed out that SOBRAL seems to have completely overlooked the gabbro-pegmatites proper, a pardonable mistake when he had no analyses at his disposal, besides the three equally coarse and light-coloured rocks anorthosite, gabbro-pegmatite and sodaclase-pegmatite being megascopically confusingly alike, especially on weathered surfaces. Through the new road-blastings, however, attention was directed to the presence of the gabbro-pegmatites.

Summing up the field evidence, the following sequence of development is suggested:

- 1) Intrusion of gabbroid magma into a floored and roofed sheet-like space within schistose archaean migmatites occupying a high level within the earth-crust in consequence of previous extensive erosion;
- 2) Separation of plagioclase crystals towards the roof of the chamber;
- 3) Concentration of volatiles in the upper portion of the gabbro towards the frozen, but still fairly hot, new anorthositic roof;
- 4) Concentration downwards of femic constituents within a restricted upper «reaction-zone» of the gabbro-laccolith;
- 5) Congealing of the bottom part of the gabbro-magma;
- 6) Concentration of aprites and sodic pegmatites within tensional zones of the freezing gabbro;
- 7) Brecciation of the covering anorthosite-sheet by the gabbroid pegmatites;
- 8) Brecciation of the anorthosite as well as of the gabbro-pegmatite by the more high-tensioned sodic pegmatitic solutions;
- 9) Intrusion of the still fluid, femically enriched, gabbro-norite as inclined sheets along tension-zones within the frozen but still hot anorthosite-gabbro-pegmatite roof.

The field evidence, consequently, suggests a sequence of some very puzzling features hardly consistent with the generally accepted mechanism of differentiation. To begin with, one may well ask how a rising

separation of feldspars agrees with a pegmatitic concentration underneath. Secondly, the subsequent concentration of a strongly melanocratic porphyritic magma-fraction on the top of the less femic and supposedly less dense gabbro is contrary to expectation, as is also the brecciation of the salic differentiates by this basic differentiate. One would have expected the most basic, heavy differentiates to have settled towards the bottom of the magma-chamber and the most pegmatitic to have collected under the roof, especially as there is no indication of any disturbing orogenic movements interfering with a normal sequence of differentiation.

In order to confirm the validity of the field evidence and arrive at a reasonable explanation of the origin of the various part magmas and their emplacements, a mineralogical and chemical study of the rocks is necessary.

The mineralogical and chemical composition of the rocks.

The following rocks were sampled and analysed:

- 1) Normal gabbro from the western part of the intrusion, viz, at a low level within the laccolith (Anal. I);
- 2) Normal gabbro from the eastern part of the intrusion, viz, at a high level close to the differentiated part-magmas (Anal. II);
- 3) Anorthosite from a low level within the anorthosite-sheet (Anal. III);
- 4) Anorthosite from a high level within the anorthosite-sheet (Anal. IV);
- 5) Gabbro-pegmatite, brecciating the anorthosite (Anal. V);
- 6) Porphyritic noritic gabbro, intruded into the anorthosite (Anal. VI).

The analyses represent average samples of typical rocks, collected throughout an approximate volume of 100 m³ of the respective rock. Two analyses were executed in my private laboratory; for the others I am greatly indebted to Dr. N. SAHLBOM.

As to the analyses and descriptions of the sodic differentiates of the gabbro, reference is made to the author's contemporaneous paper (7), data from which are used in the following discussion of the differentiation of the gabbro-magma.

The Gabbro.

The gabbro of Nordingrå was first described by LUNDBOHM (15) and later by SOBRAL (16), but no analyses were published. The mode of the

Analysis No. I.

Gabbro at Hållsjö Lake, Nordingrå.

Analyst: H. von Eckermann.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	51.77	86.20	Q . . . 5.95	Labradorite	qz + 6	s 59.0
TiO ₂	3.40	4.26	Or . . . 8.32	(Ab ₄₄ An ₅₆) . 48.7	si 140	A 3.6
P ₂ O ₅	0.41	0.29	Ab . . . 20.24	Pyroxene*) . 29.1	ti 6.98	C 6.3
Al ₂ O ₃	15.43	15.14	An . . . 26.98	Ores 6.5	al 24.5	F 21.0
Fe ₂ O ₃	1.20	0.75	Σ sal . 61.67	Quartz 5.4	fm 47.5	a 3.5
FeO	12.07	16.82	di . . . 3.77	Orthoclase . . 5.2	c 19.5	c 6.0
MnO	0.18	0.25	hy . . . 24.84	Biotite 4.1	alk 8.5	f 20.5
MgO	4.41	10.94	il . . . 6.49	Apatite 1.0	mg 0.37	n 7.4
CaO	6.90	12.30	mt . . . 1.78		k 0.28	k 1.07
Na ₂ O	2.39	3.86	ap . . . 0.97	100.0	c/fm 0.41	
K ₂ O	1.38	1.47	Σ fem . 37.85	*) About 2 % olivine		
H ₂ O + 105°	0.56	3.11	H ₂ O . . 0.56	and 2.1 % amphi- bole		
			100.08			

H ₂ O—105°	100.10	Quantitative System: III: 5: 4: 4 — <i>Auvergnose</i>
	0.16	Or: Ab: An — 14.93: 36.65: 48.42.
		Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.961.

Analysis No. II.

Gabbro at Körning, Nordingrå.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	52.09	86.73	Q . . . 6.95	Labradorite	qz 140.5	s 59.5
TiO ₂	3.32	4.16	Or . . . 8.33	(Ab ₄₇ An ₅₃) . 43.4	si + 6.5	A 3.5
P ₂ O ₅	0.86	0.25	Ab . . . 19.91	Pyroxene*) . 27.9	ti 6.81	C 6.1
Al ₂ O ₃	15.10	14.81	An . . . 26.41	Biotite 10.0	al 24.0	F 21.3
Fe ₂ O ₃	1.41	0.88	Σ sal . 61.60	Quartz 8.8	fm 48.0	a 3.5
FeO	11.92	16.59	di . . . 4.07	Ores 6.3	c 19.5	c 6.0
MnO	0.22	0.31	hy . . . 24.50	Orthoclase . . 2.7	alk 8.5	f 20.5
MgO	4.49	11.14	il . . . 6.34	Apatite 0.9	mg 0.37	n 7.2
CaO	6.82	12.16	mt . . . 2.06		k 0.28	k 1.10
Na ₂ O	2.34	3.78	ap . . . 0.92	100.0	c/fm 0.41	
K ₂ O	1.89	1.48	Σ fem . 37.89	*) About 4.5 % am- phibole		
H ₂ O + 105°	0.72	4.00	H ₂ O . . 0.72			
			100.21			

H ₂ O—105°	100.18	Quantitative System: III: 5: 4: 4 — <i>Auvergnose</i> .
	0.15	Or: Ab: An — 15.23: 36.41: 48.29.
		Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.921.

Analysis No. III.

Anorthosite, east of Vågsfjärden Lake, Nordingrå.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	51.75	86.16	Q . . . 0.47	Labradorite	qz — 3	s 58.6
TiO ₂	0.50	0.63	Or . . . 8.35	(Ab ₃₉ An ₆₁) . 72.8	si 141	A 4.5
P ₂ O ₅	tr	—	Ab . . . 27.78	Pyroxene, chlo-	ti 0.98	C 12.7
Al ₂ O ₃	25.98	25.44	An . . . 52.03	rite and ser-	al 41.5	F 7.0
Fe ₂ O ₃	0.80	0.50	Σ sal . 88.13	pentine *) . 11.8	fm 16.0	a 5.5
FeO	3.18	4.33	di . . . 1.58	Prehnite **) . 6.0	c 31.5	c 16.0
MnO	0.05	0.07	hy . . . 7.22	Quartz . . . 5.2	alk 11.0	f 8.5
MgO	1.72	4.27	il . . . 0.93	Ores . . . 2.5	mg 0.44	n 7.8
CaO	10.86	19.37	mt . . . 1.16	Orthoclase . . 1.7	k 0.22	k 0.92
Na ₂ O	3.24	5.23	py . . . 0.62	100.0	c fm 1.94	
K ₂ O	1.42	1.51	Σ fem . 11.52			
H ₂ O+105°	0.62	3.39	H ₂ O . 0.62	*) Some biotite		
BaO	0.00	—	100.26	**) Some epidote		
S	0.19	0.59				
H ₂ O—105°	100.26		Quantitative System: I: 5: 4: 4 — <i>Labradorose</i> .			
	0.20		Or: Ab: An — 9.48: 31.12: 59.40.			
			Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.767.			

Analysis No. IV.

Anorthosite, east of Vågsfjärden Lake, Nordingrå.

Analyst: H. von Eckermann.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	51.41	85.60	Or . . . 6.67	Labradorite	qz — 5.5	s 58.5
TiO ₂	0.27	0.34	Ab . . . 29.84	(Ab ₃₆ An ₆₄) . 90.1	si 140.5	A 4.6
P ₂ O ₅	tr	—	An . . . 56.46	Pyroxene, chlo-	ti 0.57	C 14.1
Al ₂ O ₃	27.88	27.35	C . . . 0.20	rite and bio-	al 45.0	F 4.1
Fe ₂ O ₃	0.65	0.41	Σ sal . 93.17	tite . . . 3.5	fm 10.5	a 6.0
FeO	1.94	2.70	ol . . . 2.33	Actinolite . . 2.1	c 33.0	c 18.5
MnO	0.05	0.07	hy . . . 2.48	Prehnite *) and	alk 11.5	f 5.5
MgO	1.12	2.77	il . . . 0.49	Serpentine . . 2.5	mg 0.44	n 8.3
CaO	11.40	20.33	mt . . . 0.94	Orthoclase . . 1.2	k 0.17	k 0.84
Na ₂ O	3.51	5.66	Σ fem . 6.24	Ores . . . 0.6	c/fm 2.87	
K ₂ O	1.12	1.19	H ₂ O . 0.59	100.00		
H ₂ O+105°	0.48	2.66		*) Some epidote		
H ₂ O—105°	0.11	—	100.00			
			Quantitative System: I: 5: 4: 4 — <i>Labradorose</i> .			
			Or: Ab: An — 7.18: 32.09: 60.73.			
	99.94		Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.681.			

Analysis No. V.

Gabbro Pegmatite, at eastern shore of Vågfjärden Lake, Nordingrå.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	50.91	84.77	Q . . . 1.68	Plagioclase	qz — 9	s 55.8
TiO ₂	1.05	1.31	Or . . 11.11	(Ab ₃₃ An ₄₈ Or ₁₇) 52.8	si 123	A 3.5
P ₂ O ₅	0.24	0.17	Ab . . 17.83	Serpentine	ti 1.89	C 6.1
Al ₂ O ₃	15.10	14.81	An . . 26.19	(Amphibole) . 23.1	al 21.5	F 25.0
Fe ₂ O ₃	3.25	2.04	Σsal . 56.81	Pyroxene . . 12.9	fm 53.0	a 3.0
FeO	6.21	8.64	di . . 4.74	Ores 6.5	c 17.5	c 5.5
MnO	0.10	0.14	hy . . 28.52	Orthoclase . . 2.1	alk 8.0	f 21.5
MgO	9.69	24.03	il . . 1.98	Quartz . . . 1.8	mg 0.62	n 6.3
CaO	6.89	12.29	mt . . 4.70	Mica 0.8	k 0.37	k 0.95
Na ₂ O	2.10	3.89	ap . . 0.63	100.0	c/fm 0.33	
K ₂ O	1.85	1.96	Σfem . 40.57	Sericitic alter-		
H ₂ O + 105°	2.61	14.49	H ₂ O . . 2.61	ation of plagioclase		
BaO	0.00	—	99.99	is included in the		
				plagioclase		
	100.00		Quantitative System: III: 5: 4: 4 (3) — <i>Auvergnose</i> .			
			Or: Ab: An — 20.15: 32.34: 47.51.			
H ₂ O—105°	0.20		Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.667.			

Analysis No. VI.

Porphyritic Noritic Gabbro. Dike at Storsjön Lake, Nordingrå.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. × 100	Norm	Mode %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	40.08	66.73	Or . . 4.60	Labradorite	qz — 28	s 50.2
TiO ₂	5.61	7.02	Ab . . 16.26	(Ab ₄₇ An ₅₃) . 40.1	si 92	A 2.4
P ₂ O ₅	1.42	1.00	An . . 19.78	Pyroxene . . 23.7	ti 9.49	C 4.9
Al ₂ O ₃	10.94	10.73	Σsal . 40.64	Serpentine and	al 14.5	F 35.2
Fe ₂ O ₃	4.89	3.06	di . . 17.42	chlorite . . 15.9	fm 56.0	a 1.5
FeO	19.42	27.03	ol . . 7.62	Ores 16.9	c 24.5	c 3.5
MuO	0.35	0.49	hy . . 11.26	Apatite . . . 3.4	alk 5.0	f 25.0
MgO	2.93	7.27	il . . 10.64	100.0	mg 0.18	n 8.8
CaO	9.98	17.80	mt . . 7.12		k 0.16	k 0.85
Na ₂ O	1.93	3.11	ap . . 3.32		c/fm 0.44	
K ₂ O	0.48	0.51	Σfem . 57.38		p 1.36	
H ₂ O + 105°	2.08	11.55	H ₂ O . . 2.08			
			100.10			
	100.11		Quantitative System: III: 5: 4: 4 — <i>Auvergnose</i> .			
			Or: Ab: An — 11.32: 40.01: 48.67.			
H ₂ O—105°	0.40		Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 3.057.			

Analysis No. VII.

Kenningite from Känningen Island, Rödo archipelago.

Analyst: H. von Eckermann.

	%	Mol. Prop. × 100	N o r m	M o d e %	Niggli's System	Osann's System
Si ₂ O	50.90	84.75	Or . . 6.55	Labradorite	qz — 12	s 58.2
TiO ₂	0.49	0.61	Ab . . 32.01	(Ab ₄₄ A ₅₆) . 73.9	si 140	A 5.4
P ₂ O ₅	tr	—	Ne . . 1.71	Pyroxene . . 9.4	ti 0.99	C 10.8
Al ₂ O ₃	24.11	23.65	An . . 43.90	Olivine-	al 32.0	F 9.4
Fe ₂ O ₃	0.88	0.55	Σsal 84.17	pseudomorphs 7.1	fm 18.0	a 6.5
FeO	3.11	4.33	di . . 5.93	Ores 1.0	c 30.0	c 12.5
MnO	0.05	0.07	ol . . 5.04	Undetermined	alk 13.0	f 11.0
MgO	2.26	5.61	il . . 0.93	matrix . . 8.6	mg 0.50	n 8.5
CaO	10.30	18.37	mt . . 1.32	100.0	k 0.15	k 0.78
Na ₂ O	4.13	6.66	Σfem 13.22		c/fm 1.66	
K ₂ O	1.12	1.19	H ₂ O . 2.80			
H ₂ O+105°	2.80	15.54	100.19			
H ₂ O—105°	100.15 0.21		Quantitative System: II: 5: 4: 4 — <i>Hessoso</i> . Or: Ab: Ne: An = 7.78: 38.03: 2.03: 52.16. Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.763.			

Analysis No. VIII.

Kenningite from Känningen Island, Rödo archipelago.

Analyst: N. Sahlbom.

	%	Mol. Prop. × 100	N o r m	M o d e %	Niggli's System	Osann's System
SiO ₂	51.04	84.98	Or . . 7.75	Labradorite . 72.2	qz — 7	s 58.4
TiO ₂	0.48	0.60	Ab . . 31.48	Pyroxene . . 9.3	si 141	A 5.6
P ₂ O ₅	0.05	0.04	Ne . . 2.56	Olivine-	ti 1.00	C 9.8
Al ₂ O ₃	23.04	22.60	An . . 39.81	pseudomorphs 8.8	al 37.5	F 10.8
Fe ₂ O ₃	0.87	0.55	Σsal 81.60	Ores 0.9	fm 20.0	a 6.0
FeO	3.58	4.98	di . . 8.03	Undetermined	c 29.0	c 11.5
MnO	0.05	0.07	ol . . 5.80	matrix . . 8.8	alk 13.5	f 12.5
MgO	2.47	6.13	il . . 0.91	100.0	mg 0.50	n 9.1
CaO	10.01	17.83	mt . . 1.30		k 0.17	k 0.91
Na ₂ O	4.30	6.94	Σfem 15.54		c/fm 1.45	
K ₂ O	1.27	1.35	H ₂ O . 2.94			
H ₂ O+105°	2.94	16.32	100.08			
H ₂ O—105°	100.10 0.33		Quantitative System: II: 5: 4: 4 — <i>Hessose</i> . Or: Ab: Ne: An — 9.49: 38.58: 3.14: 48.79. Sp. gravity $\frac{20}{4}$ C°: 2.763.			

rock is given in Anal. I and II and the sequence of crystallization of the main compounding minerals by Fig. 2. The rock generally is millimetre-grained.



Fig. 2. The succession of the essential minerals of the Gabbro.

The plagioclase is zonal and is more so in the deep-seated part of gabbro, the composition ranging from labradoritic kernels to andesine shells. The average composition was determined geometrically by the present author to be $Ab_{44}An_{56}$ at low level within the laccolith and $Ab_{47}An_{53}$ at higher level. Its basidity increases somewhat, consequently, towards the bottom of the gabbro-sheet.

The pyroxene is in part hypersthene and in part diopsidic. The orthorhombic and monoclinic modifications occur in about equal amounts at higher levels, while at lower levels the former seems to dominate. Although this appears to be the general rule, exceptional increases of diopsidic pyroxene towards the bottom parts of the gabbro are by no means uncommon.

The hypersthene is faintly pleochroitic from pale green to pale yellowish brown. The optical characteristics have been determined as follows:

$$\begin{array}{ll} (\gamma-a)_{Na} = 0.014 & 2V_{Na} = 51^\circ \\ (\gamma-\beta)_{Na} = 0.003 & \\ (\beta-a)_{Na} = 0.011 & \gamma_{Na} = 1.728 \end{array}$$

This indicates a composition, containing about 60 % $FeSiO_3$.

The diopsidic pyroxene is characterized by a fine striation parallel to (001) and the following optical values:

$$\begin{array}{ll} (\gamma-a)_{Na} = 0.032 & 2V_{Na} = 49.5^\circ \\ (\gamma-\beta)_{Na} = 0.006 & \gamma/c_{Na} = 42^\circ \\ (\beta-a)_{Na} = 0.026 & \gamma_{Na} = 1.718 \end{array}$$

This indicates diopsidic augite of a $FeO : MgO$ —ratio 60:40, viz the same as that of the hypersthene. SOBRAL diagnosed the pyroxene as diallage, believing the fine striation to be cleavages parallel to (100). Repeated measurements on the universal stage, however, have shown the striation to be an intergrowth along (001) of very thin orthorhombic

pyroxene-lamellae and monoclinic pyroxene. There is no diallage present. The primarily crystallized pyroxene seems to have been the hypersthene, which is occasionally observed as kernels within the striated diopsidic augite.¹ The common $\text{FeO} : \text{MgO}$ -ratio of the two minerals suggests the modal alteration to be the result of changing equilibrium during the congealing of the magma (cf Pl. VI, Fig. 1).

The observation also strengthens the present author's doubt of the validity of many diallage-determinations, found in the petrographic literature. He believes similar lamellar intergrowth to have repeatedly been mistaken for cleavages. He is even tempted to put the question: Are there any real diallage-cleavages, or are they not simply sub-microscopical intergrowths along (100) or (001)?

Hornblende and serpentine occur as auto-metamorphic alteration-products of the pyroxenes, mainly the diopsidic. A twinned grüneritic amphibole seems to be derived exclusively from the hypersthene.

Olivine is generally present, even in the most quartz-bearing types of the rock, and is often surrounded by hypersthene. The optic values, $2V_{\text{Na}} = 57^\circ$, $(\gamma - \alpha)_{\text{Na}} = 0.044$ indicate a variety rich in iron, containing 82 % Fe_2SiO_4 . Biotite occurs sparsely as reddish-brown flakes and exhibits an unusual variation of the axial angle $2V_{\text{Na}}$ from 0° — 26° , a feature already observed by SOBRAL. This variation may be connected with the changes of stability-relations evidenced by the zoning of the felspars. Thin-sections showing a maximum of zonal felspar generally also contain biotite of very different axial angles.

As to the minor mineral constituents, reference is made to SOBRAL's paper (16). Zircon in unusually large, elongated crystals may be added to his list. SOBRAL doubted the correctness of ROSENBUSCH's suggestion that the gabbro may be essexitic. The present analyses confirm SOBRAL's belief that the amount of alkalies is too small to allow of the rock's being classified among the essexites. The main difference, brought out by the analyses, between the deeper-seated gabbro (Anal. I) and the less deep-seated (Anal. II) is the higher H_2O -percentage and the more advanced amphibolization of the latter, which also contains somewhat more FeO and CaO but less MgO .

The Anorthosite.

The anorthosite was described by LUNDBOHM as a coarse-grained gabbro, and SOBRAL mentioned the following mineral components:

primary: Plagioclase, orthoclase, quartz, diallage, olivine, magnetite, apatite, biotite and pyrrhotite,

secondary: amphibole, chlorite, serpentine and magnetite.

¹ This is contrary to the normal reaction series of the pyroxenes of basaltic magmas, and will be made the subject of a special paper.

To this list the present author wishes to add prehnite, as well as some epidote, as dominating among the secondary minerals within great parts of the anorthositic rocks. The »diallage» is similar to that of the gabbro.

As already pointed out, SOBRAL does not seem to have kept the gabbro-pegmatites apart from the anorthosite and the sodacase-pegmatites. Actually, the term used by LUNDBOHM, »coarse-grained gabbro,» is more accurate within considerable parts of the area mapped by SOBRAL as anorthosites. The rock, consequently, is not, as a rule, mono-mineralic although the feldspars constitute the bulk of the components. According to measurements carried out by the present author on thin-sections from all over the area, the plagioclase percentage may rise to 90 % in the uppermost parts of the anorthosite-sheet but falls very quickly at lower

Labradorite

Pyroxene

Chlorite, Prehnite,
Serpentine, Quartz

Fig. 3. The succession of the essential minerals of the Anorthosite.

levels, where 75 % seems to be the usual average and 70 % the minimum. The mineral composition alone, (serpentine, amphibole, biotite) indicates that, simultaneously with falling plagioclase-percentage, the H_2O content of the rock increases, too. This is confirmed by Analyses III and IV, which are given together with the respective modes.

The plagioclase occurs as big, tabular, nicely bounded crystals, occasionally attaining dimensions up to 5 cm and more on (010). The composition varies from An_{50} up to An_{70} in the most mono-mineralic rock. The mineral is only slightly zonal, and sometimes is perfectly homogeneous. It is, however, seldom quite transparent, alterations frequently making it translucent or opaque. These auto-metamorphic secondary »filling» are mostly sericite and prehnite. The original plagioclase was undoubtedly, at the temperature and pressure ruling at the time of separation, fairly rich in Or-molecules, which later became unstable. Free orthoclase occurs only together with quartz, the two constituting the last minerals to freeze in the interstices of the fabric. The stability during perimagmatic conditions may thus be taken as responsible for the creation of the secondary paragenesis: sericite—prehnite, the former mineral requiring 66.7 % less SiO_2 in relation to Al_2O_3 than the orthoclase, and the latter mineral 50 % more than the orthoclase. Some of the graphic intergrowths of plagioclase and quartz along the crystal boundaries, already observed by SOBRAL, may be

due to the excess of silica set free by the auto-metamorphism of the felspar.

The plagioclase occasionally exhibits signs of strain, bent twinning, lamellation occurring as well as fractured crystals. These features, though, must not be taken as evidence of any generally protoclast texture, as they are confined to local parts and may be observed within a slide in a few crystals only, the others being quite unaffected. This feeble strain-effect has certainly nothing in common with a general secondary displacement of the originally differentiated plagioclase-fraction of the magma, but is the outcome of increased internal pressure »in situ», due to the peri-magmatic concentration of the volatile phases as well as, in parts, to the secondary influence of the brecciating gabbro-pegmatites.

The pyroxene occurs partly as small rounded grains, partly as angular fillings of the interstices between the plagioclases, which they even seem occasionally to have corroded. They are all monoclinic of the general character of the corresponding gabbro-mineral, but the optical values vary somewhat, as illustrated by the figures below:

$$\begin{array}{lll} (\gamma - \alpha)_{\text{Na}} = 0.030 & 2V_{\text{Na}} = 51^\circ.0 & \gamma/c_{\text{Na}} = 43^\circ \\ (\gamma - \alpha)_{\text{Na}} = 0.028 & 2V_{\text{Na}} = 48^\circ.5 & \gamma/c_{\text{Na}} = 40^\circ \end{array}$$

Alterations into serpentine or a brownish actinolite are common.

Olivine is seldom observed, but the serpentine occurring in the interstices and even creeping into the joints and cleavages of the plagioclases may be derived from totally decomposed olivine. On the other hand it may also represent hydrated magnesia-silicate remaining fluid until the last stage of freezing. The composition of the olivine agrees with that of the gabbro (cf. Pl. VI, Fig. 2).

The sequence of crystallization is given by Fig. 3.

The Gabbro-pegmatite.

The gabbro-pegmatite is very coarse-grained, the plagioclases occasionally attaining 5—8 cm in length. Its mode is given together with Analysis V and the sequence of crystallization by Fig. 4. The average composition of the slightly zonal plagioclase is that of a labradorite, $\text{Ab}_{42} \text{An}_{58}$, viz, somewhat more basic than the plagioclase of the immediately underlying gabbro, but more acid than that of the anorthosite.

The Or-molecule of the norm is mostly bound to the plagioclase, and only a small amount occurs as orthoclase. The Or-component of the calcic felspar has to a large extent been auto-metamorphically converted into sericite in agreement with the corresponding phenomena of the

anorthosite. Occasionally, too, larger crystals of a megascopically faint-pink mica occur, a mineral which seems to be a primary constituent. The mica seems to be a biotite low in iron-content, the axial angle being $\gamma_{Na} = 0^\circ - 2^\circ$.

The remaining femic constituents are: diopsidic pyroxene, serpentine, chlorite, carbonate, titaniferous ores and apatite. Olivine is wanting. The pyroxene is largely changed into amphibole and serpentine. The main part of the greenish serpentine, which constitutes $\frac{1}{4} - \frac{1}{5}$ of the rock, occupies the interstices between the feldspars and is occasionally

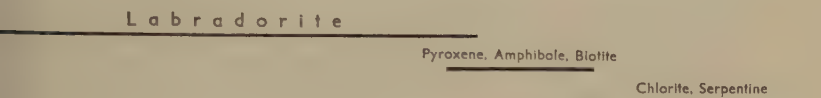


Fig. 4. The succession of the essential minerals of the Gabbro-pegmatite.

intergrown by a small amount of quartz. It makes up one fifth of the rock, being, together with the quartz, the last mineral to solidify.

A distinct zonal arrangement of the last crystallized minerals is frequently observed, the serpentine being surrounded in radial order by zones of: 1) radial, fan-like, chlorite, crystallized in the direction of the serpentine, 2) calcite and 3) prehnite. Within the latter is occasionally scattered radially grown epidote.

the porphyritic noritic gabbro.

This rock consists of sparse, plagioclase phenocrysts, sometimes several centimetres big, within a fine-grained groundmass of plagioclase, pyroxenes, ores and apatite. The mode is given together with analysis No. V, and the sequence of crystallization by Fig. 5. The texture is granular, but a distinctly stratified arrangement of the feldspar components of the groundmass parallel to the walls of the dikes is noticeable. While sections parallel to the walls are xenomorphic-granular, those perpendicular to the contacts of the dikes exhibit a parallel flow-texture. (cf. Pl. VII and VIII, Fig. 1.) The texture is, consequently, similar to the one described by the present author from certain Canadian diabases, a texture which was suggested as originating by compressional stresses prevailing during the intrusion and freezing of the magma. (Cf. 8. p. 49.)

An interesting feature brought out by Analysis V is the high water-percentage of the central parts of the dikes, which almost equals that

of the gabbro-pegmatites and exceeds by far that of the gabbro and the anorthosite. One would, consequently, expect to find in this case, too, a pronounced sericitization of the Or-molecules included in the calcic feldspars and present in the norm, especially as only a very minute amount of free orthoclase is observable in the thin-sections of the rock, where it occurs only as small inclusions within the plagioclase-phenocrysts. There is, however, no such auto-metamorphic sericite present.

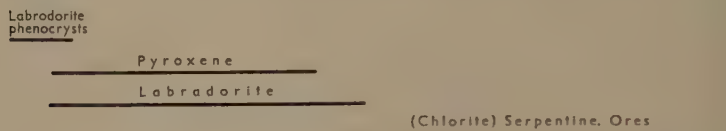


Fig. 5. The succession of the essential minerals of the porphyritic noritic gabbro.

The plagioclase is normally quite unaltered and transparent. The big phenocrysts have crystallized early, being preceded only by the apatite. Small inclusions of ferro-magnesian composition in the central H_2O -rich parts of the dikes seem to have been »drops» of the liquid caught in the plagioclase-structure rather than previously crystallized phases. The composition of the phenocrysts averages $Ab_{45}An_{55}$. The plagioclase of the groundmass, on the other hand, has solidified simultaneously with, or slightly earlier than, the ferro-magnesian components. It contains numerous inclusions of apatite, pyroxenes, olivine and ores. The composition varies somewhat, but averages $Ab_{46}An_{54}$. The average of the total amount of plagioclase, phenocrysts included, has been calculated to be $Ab_{47}An_{53}$ which is in complete agreement with the norm. While the phenocrysts are somewhat zonal, the feldspar of the groundmass is generally homogeneous.

The pyroxene-crystals are, as a rule, anhedral. Some seem to be badly corroded by surrounding serpentine and chlorite; some exhibit »fused» boundaries and some fill interstices. In a few cases partial crystal-boundaries are developed enclosed by feldspar but generally, all primary crystal-boundaries are wanting. Towards the margins of the dikes the pyroxenes are generally little altered while in the centre of the dikes they are extensively serpentinized and chloritized.

The composition of the pyroxene also changes from the marginal parts towards the centre of the dikes. While the former almost exclusively contains monoclinic pyroxene, characterized by pseudo-diallage

beavages along (001), the orthorhombic predominates in the latter case. As the olivine disappears towards the centre, this may indicate a relative concentration of SiO_2 towards the last solidified central parts of the dikes. On the other hand, the increased hydratization in the latter case leads to a liquid of serpentine-composition, viz., to a decreased $(\text{FeO}, \text{MgO}) : \text{SiO}_2$ -ratio which counterbalances the eventual silica-manco of the pyroxenes and makes the assumption of any silicamigration towards the centres of the dikes doubtful. Actually, no concentration of free silica is observable in the thin-slices.

The optical values of the two pyroxenes were found to be:

Orthorhombic	Monoclinic
$(\gamma - \alpha)_{\text{Na}} = 0.010$	0.034
$(\gamma - \beta)_{\text{Na}} = 0.002$	0.028
$(\beta - \alpha)_{\text{Na}} = 0.008$	0.006
$2V_{\text{Na}} = 52^\circ$	49°
$\gamma/c_{\text{Na}} = \text{—}$	40°

Olivine is a fairly common component within the marginal parts of the dikes, but decreases towards the centre. It is the first of the ferro-magnesian silicates to have crystallized, being often surrounded by pyroxene, as well as generally corroded by the latter. $2V_{\text{Na}} = 56^\circ$ and $(\gamma - \alpha)_{\text{Na}} = 0.042$ indicate a fayalitic composition.

The ores are ilmenite and titanomagnetite. They occur as rounded grains, partly included in other minerals but mostly collected within the interstices last crystallized. They seem to have crystallized together with the hydrated ferro-magnesian rest-solutions.

Some interesting conclusions may be drawn from the sequence of crystallization. The homogeneity of the feldspar of the groundmass as opposed to the zoning of that of the gabbro, indicates in the former case an equalization of the stability by migrations of molecules during the separation of the solid feldspar-phase. As the cooling of the dike-magma must have occurred much more rapidly than that of the gabbro-magma, this infers a very low viscosity of the former. The bulk of the feldspars must, consequently, have separated before the ferro-magnesian minerals crystallized. On the other hand, inclusions of pyroxene within the marginal parts of occasional feldspars show that the separation of the FeO, MgO -silicates began before all the feldspar was precipitated. As already emphasized, there is no hydratization of the feldspar, but there is always some unaltered, mainly orthorhombic, pyroxene left, even in the most H_2O -rich parts of the dikes.

This suggests a stability at comparatively low temperature, together with high internal pressure, whereby the water was bound to the ferromagnesian silicates alone. At a given moment the freezing magma consisted in the most »hydrated« part of the dikes practically of two components only: solid plagioclase in equilibrium with a $\text{FeO}, \text{MgO}, \text{H}_2\text{O}$ silicate liquid, containing FeO, TiO_2 (maybe Fe_2O_3 , too) in excess of the SiO_2 -ratio. Probably this latter ore-phase occurred as occluded »drops« of liquid mineral. Out of this liquid separated accumulated »ore-drops« and crystallized orthorhombic pyroxene and hydrous ferromagnesian silicates.

Towards the margins of the dikes the decreasing H_2O -content means a gradually lower internal pressure and a less amount of hydrated rest-magma. This must have led to the crystallization of an increasing amount of olivine and monoclinic pyroxene during an earlier stage of the feldspar-crystallization, and the equilibrium-system turns towards the margins into a polynary one (feldspar—olivine—diopsidic augite—hypersthene—hydrous ferromagnesian liquid).

It would carry me too far to enter now upon a discussion of the mode of late-differentiation of the porphyritic gabbro as compared with that of the normal gabbro and other basic consanguineous rocks (such as the ophitic diabase), as well as upon the appertaining temperature and pressure equilibriums. The observations now made are reserved for future consideration, when more data may be available.

The differentiation of the gabbro.

The separation of the anorthosite.

Having petrographically examined the various differentiates of the gabbro, we can now turn to the petrological side of the problem. Several important conclusions may be drawn from the analyses and the microtexture which will be found to strongly support the sequence of development suggested by the field-evidence.

A study of the analyses of the gabbro and the anorthosite shows an almost identical water-percentage in the two, while the gabbro-pegmatite and the noritic gabbro contain considerably more H_2O . The actual, present percentages of the rocks may not, of course, be their original ones at the time of freezing, but their chemical ratios may, nevertheless, be taken as true representatives of their primary ratios.

This means that the anorthosite separated at a point when the melt still remained in its original magmatic stage, and before the precipitation of solid phases had led to an appreciable concentration of

volatiles and a corresponding increase of the original internal pressure. The primary reason of the crystallization of the plagioclase must be sought for in the fall of temperature following upon the intrusion at high level, which decrease, naturally, may be expected to have been pronounced towards the cold archæan roof of the intrusion chamber.

The apparently conclusive and unrefutable field evidence of a plagioclase concentration by gravitative rising through the cooling part of the magma seems at first puzzling, as one would expect an increase of viscosity within this portion of the gabbro. On the other hand, the heat-transport towards the coldest wall of the intrusion chamber must have set up convection currents, thereby overcoming the increased internal friction and co-operating with the gravitational forces.

As BESKOW (3. p. 258) has shown diagrammatically, plagioclases of Labradoritic composition will generally be less dense than the gabbroid magma and will, consequently, rise. If we enter the data of the Nordin-grå gabbro and the anorthosite-plagioclase into his diagram there will, too, be indicated a rising tendency of the latter.

If we calculate the composition of the Fe,Mg-silicate matrix of the anorthosite, eliminating the Fe and Ti entering as ore-components, the FeO:MgO-ratio is found to be about the same as the corresponding one of the original gabbro. This goes to show that the separation of the plagioclase has occurred within an otherwise undifferentiated primary» magma which, in the anorthoclase, has been reduced quantitatively to a small amount, due to the increased space occupied by the accumulated plagioclase. The latter, consequently, seems to have been in equilibrium with the ferro-magnesian silicates of the gabbro, both during the separation and the accumulation. The comparatively low H₂O-percentage of the basic liquid has also remained constant in both cases, — the lower bulk-value of the most extreme anorthoclase being referable to the less quantity of liquid accommodated between the felspar-crystals.

Roughly, one may say that a comparatively dry binary »plagioclase-Fe,Mg-silicate» system has been stable at a slowly sinking temperature and fairly low constant internal and external pressure. The quantitatively large amount of gravitatively separated homogeneous plagioclase indicates a separation of long duration which suggests a high initial temperature of the gabbro-intrusive. This agrees with the general superheated condition of the basic Jotnian magmas, as previously deduced by the present author from the field evidence of the Hamra region.

Another evidence of the precipitation of plagioclase from an otherwise almost »indifferent» basic melt is given by the orthoclase molecular percentage remaining the same in the anorthosite as in the gabbro. The

Or-molecules combined with the AbAn-molecules into felspar correspond to the average composition of the gabbro-liquid. Consequently, one may say that the potassic alumina silicate, too, did not have any influence on the anorthositic differentiation as such, but remained chemically indifferent. The separation of plagioclase from the gabbro previously to any other differentiation of the latter is thereby further confirmed.

By the separation of the plagioclase only Al_2O_3 , CaO and Na_2O were removed from the gabbro, while the percentage of ferro-magnesian silicates must have been correspondingly increased although remaining chemically unchanged. If we consider the total amount of FeO , TiO_2 as well as P_2O_5 , however, a real differentiation is noticeable, the molecular percentages of ores and apatite being lower in the basic ferromagnesian rest-solution of the anorthosite than in that of the gabbro. In their case, a downward gravitative separation must have taken place simultaneously with the rising separation of the plagioclases. The matrix of the plagioclase-mesh of

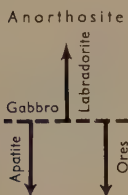


Fig. 6.

the anorthosite may, consequently, be said to represent the primary ferro-magnesian silicate part of the gabbro, while some part of the ore- and apatite components has been removed by gravity. The gravitative differentiation of anorthosite may, consequently, be schematically represented by Fig. 6.

From this we may draw the interesting conclusion that the density of the gabbro-magma during the separation of the anorthosite fraction must have been of a value between the densities of the felspars and the apatite, viz, between 2.6—2.7 and 3.1—3.2. This compares favourably with GROUT's estimate that, at 1200°C , liquid gabbro has a density of 2.74 and solid Ab_1An_1 a density of 2.61. Some corrections have to be considered, it is true, when comparing the density of the fluid magma and the separated crystals, viz, the transformation from an amorphous into a crystalline state, the reaction heat and the pressure. They may slightly change the numerical values of the densities mentioned above but will not materially affect their ratios.

The directionally opposed differentiation of plagioclase and apatite furnishes the base, too, of an estimate of the temperature at which separation took place. The melting-interval of the plagioclase in question, An_{61} , lies between 1480 and 1360°C . The melting temperatures of the apatite have been determined by various investigators to lie between 1221 and 1550°C . DOELTER found an apatite to be completely molten at 1300°C . The different values seem to depend upon varying com-

sitions of the mineral itself. In order to test the present case, some apatite was isolated and heated in nitrogen-atmosphere in an electric oven. Even at prolonged heating at $1\,400\text{ C}^{\circ}$ (the maximum capacity of the oven) it remained solid. Consequently, the apatite of the gabbro magma may be assumed to have crystallized at a temperature equal to, slightly above, that of the plagioclase. Actually, the micro-texture of the anorthosite shows the small percentage of idiomorphic apatite occur within the plagioclase crystals as well as trapped in the interstices between them.

Neglecting the influence of the external pressure which, on account of the high level of intrusion, could not have been excessive, the temperature of the gabbro magma at the time of the anorthositic differentiation may, therefore, be assumed to have been something like $1\,400\text{ C}^{\circ}$, if we regard the gabbro as a dry melt. On the other hand, the presence of H_2O , even if the percentage is small, must of course, have lowered the freezing temperatures of the minerals below those obtained in dry melts, and the gabbro liquid may, consequently, have been of a correspondingly lower initial temperature. The constant water-percentage in the anorthosite and the gabbro, however, suggests a comparatively small influence which may, in part or wholly, have been counterbalanced by the external pressure. A reasonable estimate of the temperature of the gabbro at the time when the plagioclase-separation began seems to lie somewhere between $1\,300$ and $1\,400\text{ C}^{\circ}$.

The continued differentiation of the Gabbro.

The gravitative separation of plagioclase could hardly have been discontinued by any other agent than the change of viscosity of the gabbro-melt caused by the fall of temperature in conjunction with the adjustment of equilibrium to a melting temperature corresponding to the external pressure exercised on the intrusion-chamber. In other words:

The original gabbro was transported from a region of high pressure and high temperature, at which no plagioclase could crystallize, to a higher level of lower pressure and almost equal temperature. The lowering of the pressure could not have led to a separation of the plagioclase, —it must have deferred the crystallization until the temperature had sunk to a point well below the initial one. Starting from this point the plagioclase separated while the temperature decreased further until, at a certain value, the gravitative separation stopped, viz, the density and viscosity of the parent magma suddenly changed, eliminating the sinking tendency of the felspar.

This may roughly be explained if we regard the polynary magma as a binary system »plagioclase- H_2O »,¹ leaving out the quantitatively small amounts of gravitatively separated apatite and ores, and considering the FeO , MgO -silicate liquid as indifferent. This latter approximation seems justified by the previous conclusions, based on the analyses.

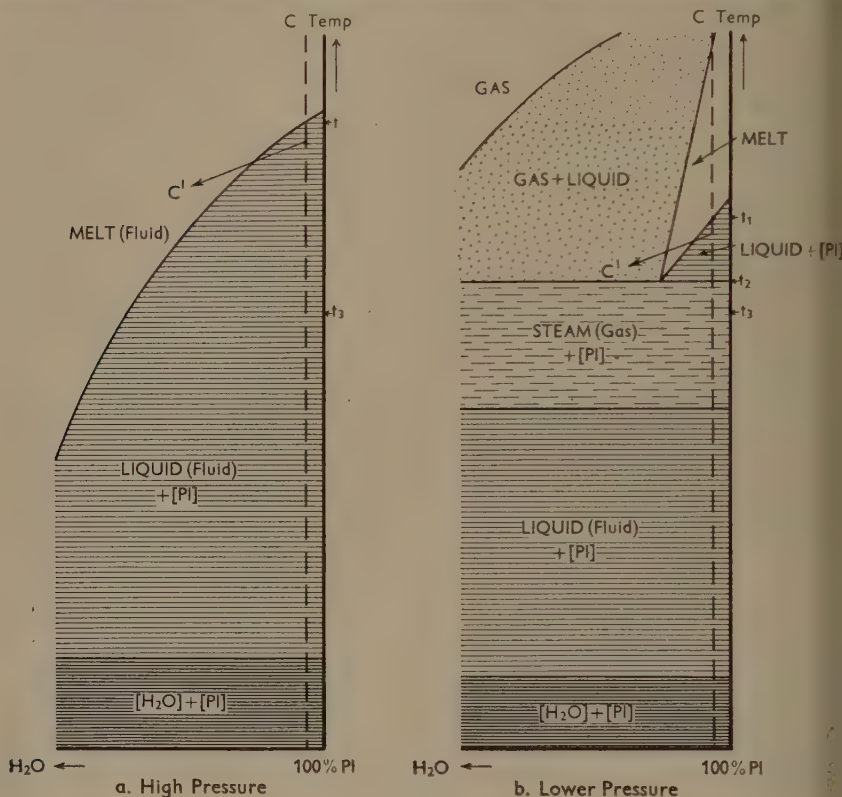


Fig. 7.

In Fig. 7 two diagrams are drawn of the same binary system, representing the equilibrium at high external pressure, a), and at lower external pressure, b), which latter at sinking temperature falls below the internal pressure of the melt. Only the non-volatile (plagioclase) side of the diagram is represented. (Cf. NIGGLI, *Das Magma*, p. 190). The first diagram represents the hypothetical case of the crystallization of the gabbro at high pressure, the second one that of the gabbro at low pressure. »C» indicates the actual composition: rich in plagioclase, poor in water.

¹ The plagioclase is, of course, no stable component as evidenced by the decreasing An% during the course of separation. (Cf. Anal. IV and III).

In the first case, a freezing of the magma would have led to the normal crystallization-sequence of a condensed system, the separation of plagioclase beginning at the temperature t_0 . No sudden break in the separation of the feldspars would be expected. In the second case, the plagioclase would have begun to separate at a lower temperature t_1 , and continued doing so in equilibrium with a correspondingly changing melt until t_2 was reached. At that temperature the phase-surface «Steam-liquid» would intersect the equilibrium-curve of the melt, continued decrease in temperature leading into the «Steam-Pl» field of the diagram. The continuous removal by gravity of the plagioclase between t_1 and t_2 would probably shorten the interval t_1-t_2 somewhat. Below t_2 the magma suffers a sudden decrease in viscosity; the density decreases and the rising of the feldspars stops. The reasoning would be the same if pre-critical conditions should have prevailed (cf. diagrams).

There is, however, another possibility to consider, when explaining the separation of feldspars. On the intrusion of the gabbro the magma was undoubtedly in communication with the parental magma at deep levels. During the period while the intrusive was still at work lifting the overlying earth-crust in order to provide space for the laccolithic intrusion-chamber, the internal pressure must have been considerably higher than at a later date when the internal and external pressures balanced, which date may have been contemporaneous with the freezing of the feeding channel.

The temperature within the laccolith may, consequently, have fallen while the pressure was still fairly high, to a point below the solidus-curve of the feldspars according to diagram a, and may even have reached below t_2 , when the internal pressure relaxed and the further development followed diagram b). A sudden breaking off of the separation of anorthosite would have occurred in this case, too. Which of the two explanations should be given preference is difficult to say, but the latter offers certain advantages when discussing the differentiation of the gabbro-pegmatites.

The intense zonal structure of the feldspars of the gabbro itself suggests as already stressed above — a rapidly falling temperature, leaving only a short time for intermolecular adjustments of equilibrium. A sudden removal of pressure at a temperature below t_2 must have led to an equally sudden concentration of volatiles towards the region of lower pressure and temperature, viz, towards the anorthositic roof-differentiate, causing an increased viscosity and an increased rate of crystallization within the gabbro-liquid itself. While the latter was rapidly freezing, a liquid layer of high internal pressure was formed on top of it. Within this liquid in its turn a secondary differentiation into

anorthositic gabbro-pegmatite and noritic gabbro occurred at a temperature below the freezing point of the gabbro.

If, on the other hand, we try to explain the gabbro-pegmatite from diagram b) alone, it will be more difficult to understand the sharp limitation downwards of the pegmatite-zone, as one would expect a more regional readjustment of the equilibrium below the first boilingpoint (Cf NIGGLI), evidenced by a gradual pegmatitization of the gabbro upwards.

Actually, there is nothing to prevent both explanations being valid, the differentiation having taken place alternately at constant and sinking pressure. Both lines of reasoning lead to a sudden breaking off of the gravitational separation of plagioclases. While, in the case of a sudden drop in pressure below t_2 , more anorthosite would have time to separate ($t-t_3$ being greater than $t-t_2$), the separation at a constant medium pressure, on the other hand, would lead to less differentiated felspar-compositions.

There exists, however, a third possibility. The gravitative removal of the plagioclase from the equilibrium system is synonymous with a gradual change of composition, the original »C»-composition of the diagrams, Fig. 7, moving towards the volatile side. New equilibrium compositions are continuously formed independently of the temperature. This must lead to the composition following — at falling temperature — an oblique curve which may bring it already at a temperature above t_2 into the »melt(fluid)» field of diagram Fig. 7a) or into the »gas-liquid» field of diagram Fig. 7 b). (Cf. arrowed C'-curves of the diagrams). The consequence should in this case, too, be a sudden change of density and a breaking off of the gravitatively rising plagioclase separation.

The differentiation of the Gabbro-pegmatites

As far as the plagioclase is concerned, the course of differentiation of the gabbro-pegmatites is similar to that of the anorthosites. The feldspars were the first to crystallize within the hydrous liquid underneath the anorthosite. In the pegmatitic fraction of the last solidified »wet» magma, the orthoclase-component was concentrated not only as a component of the plagioclase but as free orthoclase as well. In comparison with the gabbro, the $\text{CaO}:\text{Al}_2\text{O}_3$ molecular ratio remained unchanged, whereas the An-percentage of the pegmatite is greater than that of the gabbro (An_{58} , resp. An_{53}). This may be due either to a greater percentage of Na_2O than the average Na_2O -content of the gabbro having been consumed by the differentiation of the anorthosite or to a different stage of equilibrium.

Of special interest is the concentration of MgO silicates in the salic pegmatitic rest-differentiate. At the end of the precipitation of the plagioclases the remaining interstitial liquor must have remained fluid during a certain interval of time. This liquid apparently consisted of hydrous MgO,FeO-silicates, some orthoclase, quartz and ores. Abstracting the ore-components the MgO : FeO ratio of the rest-liquor is found to be about 10:1. The author wishes to draw special attention to this hydrous MgO-silicate liquid which, if squeezed out of the plagioclase-mesh, — say, by orogenic movements —, would meet the specification of those hypothetically existing but »de facto» fairly unknown solutions to which have been attributed the regional magnesia-metasomatism of archaean rocks.

A micro-intrusion of the magnesia-solution into cleavages of the plagioclase-crystals is noticeable in the gabbro-pegmatites and may also be observed in the case of the protoclastically deformed crystals of the anorthosite.

The differentiation of the pegmatite is schematically illustrated by Fig. 8.

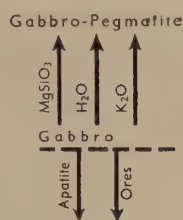


Fig. 8.

The differentiation of the porphyritic Noritic Gabbro.

The crystallization of the norite, too, has started by the separation of large phenocrysts of plagioclase of the same composition as the average one of the plagioclase of the gabbro, viz, An_{53} , but in this case only a few crystals have been formed before the general freezing of the magma commenced. There is no concentration of the phenocrysts towards the roof of the dikes. The norite contains the bulk of the gravitatively settled ores and apatite, both from the anorthosite differentiation and from the secondary pegmatitic separation. The ores seem to have been contained as fluid drops in the magma right up to the final consolidation.

Excluding these ore-components, the MgO : FeO ratio of the silicates is found to be about 1:2, — a complete reversal of the corresponding ratio of the salic pegmatitic differentiate. Compared with the latter, the molecular percentages of the norite have decreased in SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , K_2O and slightly in Na_2O , while an increase has occurred in FeO , SiO_2 , P_2O_5 and CaO . Compared with the original gabbro the gains and losses are qualitatively similar although quantitatively smaller in all cases except Al_2O_3 and CaO . The molecular ratio $Al_2O_3:CaO$ as well as

the molecular percentage of these two components remain unchanged, however.

This suggests another explanation of the sequence of differentiation, —namely, the norite's being simply a part of the original gabbro enriched by the gravitatively settled femic by-products of the two previous differentiations of anorthosite and pegmatite. The splitting up of a hydrous rest-magma on top of the gabbro into a salic and a femic part would then not have occurred. Calculating the respective losses and gains of the rocks involved one comes to the conclusion that both processes may have operated, the norite being not only the femic counterpart of the salic pegmatite but also a femically enriched part of the gabbro. On the other hand, the evidence of the late-differentiates of the main gabbro, the sodaclase-pegmatites' cutting the gabbro-pegmatites, while no case of the former's intersecting the norite has so far been observed, indicates a freezing of the main gabbro before the separation of the noritic fraction. It supports the conception of a secondary splitting up of a hydrous part of the gabbro-magma into gabbro-pegmatite and norite. This is better understood when emphasizing the field-evidence showing that the norite must have still been fluid when the pegmatite already was frozen. Additional support is thereby also given to the alternative combination of diagrams a) and b) (Cf. Fig. 7 p. 266).

The reaching of lower freezing temperatures in the case of the basic rest-solution as compared with that of the acid may seem puzzling and contrary to the general rule. Actually, the »pegmatitic» habit in the latter case does not involve any very high percentage of silica but merely indicates the coarse crystallization of a high-temperature mineral (labradorite) within a hydrous rest-solution of low viscosity. The reversed ratios in the two hydrated magmas (sal:fem = 1.42 in the pegmatite, fem:sal = 1.42 in the norite) must, in combination with the also reversed FeO:MgO ratios, be responsible for the lower freezing-interval of the basic rock.

In a dry melt, the eutectic freezing-point of the MgO—SiO₂ system lies at about 1550 C°, the corresponding value of FeO—SiO₂ being about 1180 C°. When TiO₂ enters as an important component of sodic rocks, such as norites and dolerites, the ternary or polynary eutectic point may be expected to fall even lower, as is suggested by the melting point of Ramsayite (Na₂Ti₂Si₂O₉) being only 624 C°. Even if experimental data are lacking, one may be justified in assuming that the lower melting point of the dry FeO,TiO₂—SiO₂ system as compared with that of the MgO—SiO₂ system persists in the corresponding wet systems. Reasoning in terms of dry minerals we may say that the hedenbergitic-fayalitic com-

position of the femic minerals of the norite suggests a lower meltingpoint than does the enstatitic-forsteritic of the pegmatite. The less calcic plagioclase also suggests a correspondingly lower freezing point of the norite.

From a physical point of view, therefore, there is nothing to prevent the noritic rest-differentiate having remained fluid in accordance with the field evidence, at a temperature when the pegmatitic rest-differentiate had ultimately frozen.

The differentiation of the noritic gabbro is schematically illustrated by Fig. 9.

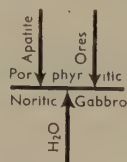


Fig. 9.

The differentiation of the Sodaclase-pegmatites.

The late rest-magmas of the gabbro itself follow two distinct lines of differentiation, one aplitic, increasingly acid, accompanied by decreasing lime, and one pegmatitic, less acid, accompanied by enormously increased lime-content. In both cases, the orthoclase-sodaclase ratio remains stable at about unity, although in the latter case the total amount of alkalis decreases as the lime-component increases. While the biotite-content of the acid differentiate suggests a comparatively high temperature, the prehnite and accessory chlorite of the basic differentiate indicate an almost hydrothermal congealing temperature (selsinkite-phase). The former differentiate has a granitic tendency, leading chemically to an Or:Ab:An-ratio of rapakivic composition, the latter duplicates the lime-concentration of the anorthositic separation, leading chemically to a hydrated anorthositic composition.

The analyses, modes and descriptions of both rocks are given in the author's contemporaneous paper on the sodic differentiates of basic magmas (7). The discussion will here be confined to the basic sodaclase-pegmatite, which the author previously left undecided whether it is derived from the gabbro or secondarily from the anorthosite. The TIGGLI-values of the sodaclase-pegmatite indicate, so to say, an enhanced anorthositic differentiation, «c» attaining considerably higher and «fm» considerably lower values than the anorthosite proper. Even if the differentiation is not bound strictly to the «si»-axis of the anorthosite, the resulting «si»-value is not far removed (si = 166) and the general character of the differentiation may be termed «vertical». This would indicate fractional separation as the mainly responsible agent of differentiation, supplemented by secondary adjustments within the separated fraction.

Mineralogically there is, of course, no question of an anorthositic differentiate, the components being roughly 50 % prehnite, 24 % orthoclase, 20 % albite, 6 % quartz and 1 % chlorite.

Recalculating the composition into a »dry» magma the prehnite and albite could be combined as labradorite, $\text{Ab}_{34}\text{An}_{66}$ and wollastonite, or as oligoclase and grossularite. Neither of these two combinations suggests the hydrated differentiate's being the descendant of a primary anorthositic fraction. The An_{66} -composition may, at first glance, seem fascinating, but a study of the anorthosite-analyses will show the practical absence of any lime-silicate outside the feldspar and, consequently, also the improbability of any appreciable concentration of wollastonite originating by continued fractional crystallization.

One may try to explain the comparative enrichment in lime-silicate and silica by the breaking down under hydrothermal conditions of pigeonitic pyroxene into CaSiO_3 , $(\text{FeO}, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{TiO}_2)$ and SiO_2 , followed by a gravitative settling of the ore-components. As, however, the sodaclase-pegmatite contains not less than 15 % of the wollastonite-component, this would infer the presence of an almost equal amount of femic metasilicates in the anorthosite, which would turn this rock into some kind of gabbro. Besides, the texture of the pegmatite shows no evidence either of the alteration of a primary pyroxene or of a plagioclase.

There is, consequently, no way of explaining the sodaclase-pegmatite as a differentiate of the anorthosite. It remains to consider the gabbro or the gabbro-pegmatite as possible mother-magmas. In both cases the differentiation into »helsinkitic» pegmatite must have involved the almost total removal of all femic constituents. As, however, the gabbro-pegmatite when compared with the gabbro shows a molecular increase of MgO , while the sodaclase-pegmatite contains only an insignificant percentage of MgO , the direct differentiation of the latter pegmatite from the gabbro is suggested. As a confirmation there may also be taken the molecular $\text{FeO}:\text{MgO}$ -ratios of the gabbro and the sodaclase-pegmatite being 2:1 and 3:1 respectively, whereas in the case of the gabbro-pegmatite the ratio is reversed, $\text{FeO}:\text{MgO} = 1:2$.

The actual field evidence also favours the view of the sodaclase-pegmatites' originating from the gabbro independently of the gabbro-pegmatites. As already pointed out, their ultimate freezing succeeded that of the gabbro-pegmatites, but probably preceded that of the porphyritic norite. It remains to explain the mode of separation of the sodic but at the same time extremely calcic pegmatitic liquid.

Field evidence shows that the pegmatite occupies contraction- or tensional fissures opened up at a time, when the gabbro-mass was al-

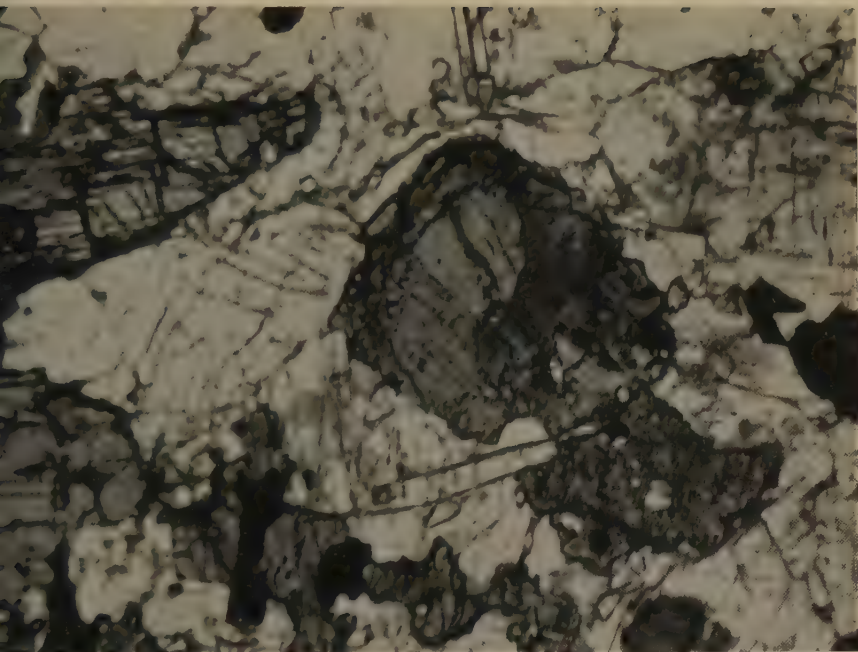
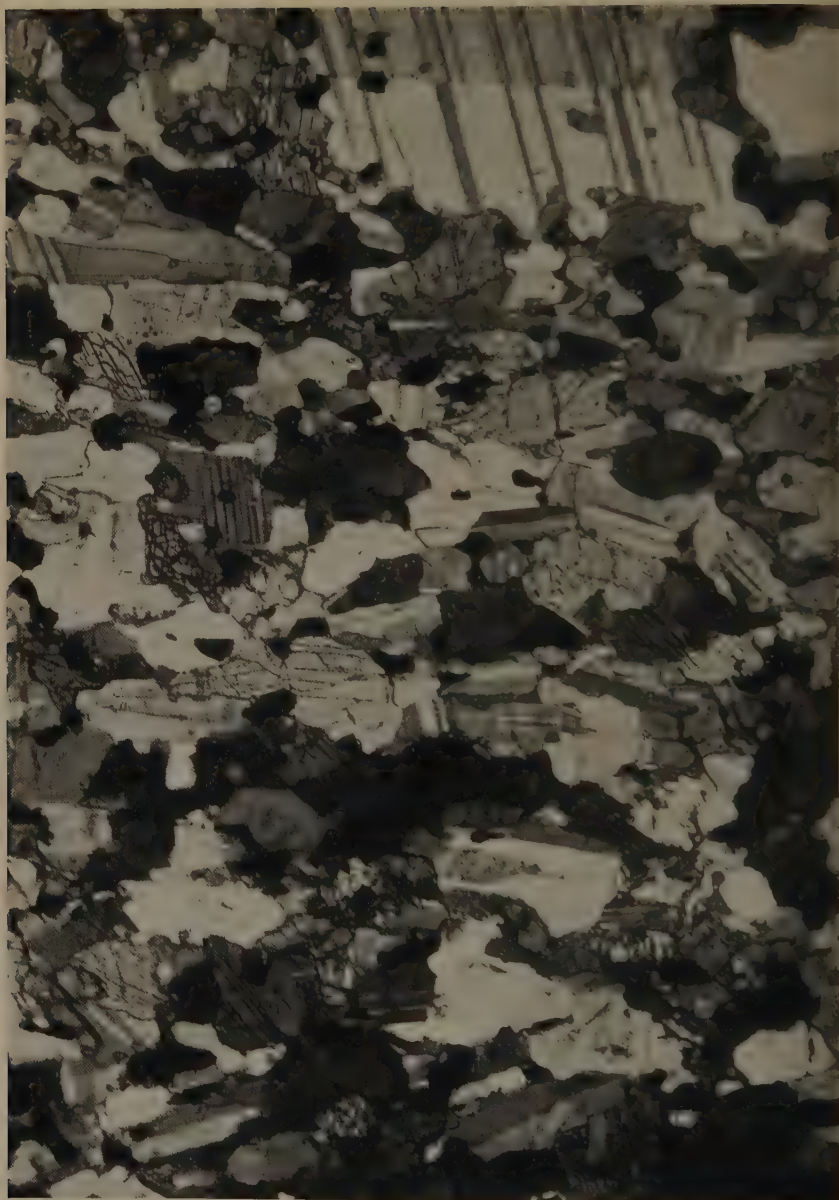


Fig. 1. Orthorhombic pyroxene crystal (light gray) partly altered into lamellar intergrowth of monoclinic and orthorhombic pyroxene (dark grey). Nordingrå gabbro. Ordinary light. Magnif. $\times 40$.



Fig. 2. Nordingrå anorthosite. Labradorite crystals around an interstice filled by prehnite (light coloured) and serpentine (gray rounded grains). Nic. +. Magnif. $\times 8$.



Marginal part of porphyritic noritic gabbro-dike. A labradorite phenocryst occupies the top part of the picture. Nic. +. Magnif. $\times 40$.

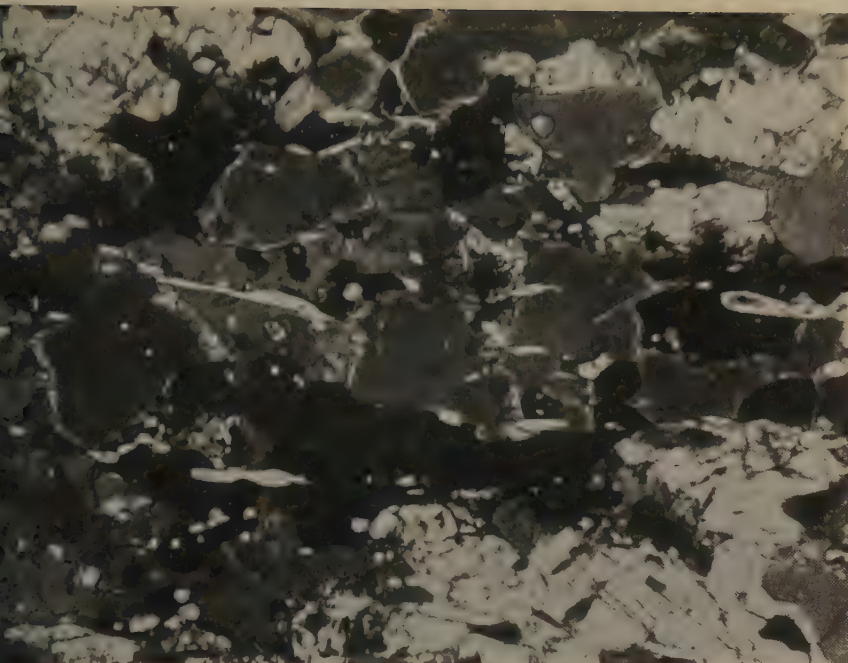


Fig. 1. Central part of porphyritic noritic gabbro-dike. The ore appears black, the orthorhombic pyroxene dark grey, the serpentine light gray and the labradorite white. Ord. light. Magnif. $\times 40$.



Fig. 2. Kenningite. Nic. +. Magnif. $\times 10$.



Fig. 1. Labradorite phenocrysts in kenningite. Ord. light. Magnif. $\times 40$.

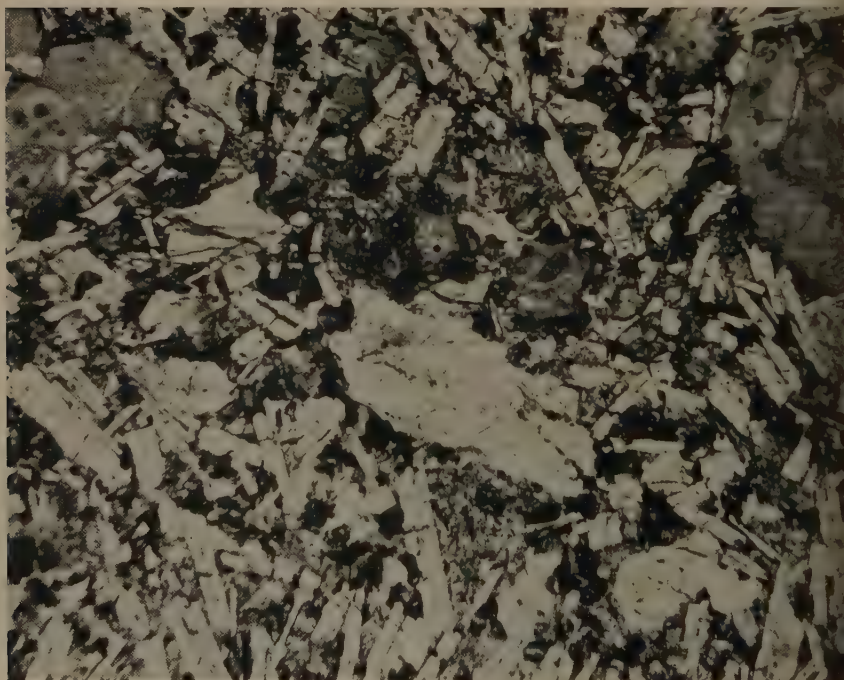


Fig. 2. Corroded labradorite phenocrysts in kenningite. Serpentinized olivine crystals appear gray. Ord. light. Magnif. $\times 40$.

ady mainly congealed although not cold. (Evidence: lack of chilled margins.) The forming of the fissure-cavities may, consequently, have occurred simultaneously with the temperature of the gabbro dropping through the pegmatitic-pneumatolytic range. The lowering of the pressure at constant temperature within the gabbro surrounding the fissures must have led to an evaporation of saturated solutions of non-volatile components and volatiles, as well as a re-precipitation of the solid phases in the opened cavities or tension-zones. Whether the filling of the fissures was originally »steam + liquid» or a »fluid» depends upon the critical temperature of the volatiles, viz, mainly on water.

The peri-magmatic liquid occupying the fissures must partly, at least, present previously precipitated phases redissolved on the lowering of external pressure. The ternary graphic intergrowth: »orthoclase-albite-quartz» characterizing the fabric of the sodalase-pegmatite suggests redissolving determined by the melting point of a ternary eutectic, $40\text{Ab}_{40}\text{Qu}_{20}$. The forming of such a liquid must involve the decomposition of plagioclases, liberating $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Hydration alone, however, could not have transformed anorthite into prehnite, the dominant mineral of the pegmatite, without an addition of lime-silicate. A microstudy of the gabbro surrounding the pegmatite reveals a uniaxial transformation of hornblende (secondary after pyroxene) into clinochlore towards the last solidified interstices of the fabric. As this transformation is equal to a removal of lime-silicate from the hornblende, it furnishes a reasonable explanation of the origin of the supply needed for the formation of the prehnite, which latter is, in this case, a primary constituent of the rock.

The prehnite is scattered as spherulitic crystal-aggregates evenly throughout the sodalase-pegmatite. It almost constitutes phenocrysts within the graphic groundmass, and seems to have crystallized simultaneously with, or slightly earlier than, the freezing of the eutectic. A calculation based on the analyses shows that all H_2O present is bound to the prehnite, which explains the absence of any sericitization of the orthoclase, at the same time excluding any exogeneously metamorphic origin of the prehnite. The amount of water »distilled» into the dike-fissures was determined by the P-T-equilibrium of the phases involved and could not have been derived from any perambulating hot solutions. The temperature at which the formation of the pegmatite took place, by concentration of the last interstitial liquid and »selective» redissolving, must have

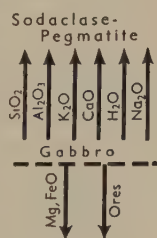


Fig. 10.

lain distinctly above the hydrothermal range and at a value where the drop in pressure could still »uncover» the retrograde boiling point.

We may also draw the interesting conclusion that more or less »vertical» differentiation curves indicate not only gravitative crystal differentiation but also selective fractional redissolving.

The sodacase pegmatite, consequently, is derived directly from the gabbro and not from any intermediary differentiates. The mode of separation is schematically illustrated by Fig. 10.

Remarks on the banding of basic plutonic rocks.

R. COATS has recently discussed the primary banding of basic plutonic rocks (4), suggesting a »rhythmic differential settling» of crystals of about equal size but different density. The striking difference in crystal size in the present case, however, prevents the application of his theory. On the other hand, some of the suggestions advanced by different authors on the banding of the main and critical zones of the Bushveld lopolith lend support to the deductions drawn by the present author from the Nordingr  evidence.

According to A. L. HALL's memoir (12) and his summary bibliography, P. A. WAGNER (1924) favoured a gravitational crystallization-differentiation of the basic magma in situ, facilitated by mineralizing agents reducing the viscosity and lowering the temperature of crystal separation. R. A. DALY (1924) advocated »differentiation dominated by gravity». WAGNER and MELLOR (1926) when discussing the hortonolite and olivine dunite state: »Here it does look as though there had been liquidation that resulted in a subsilicic differentiate of the noritic magma being split up into non-consolute fractions of which the iron-rich remained liquid longer than the magnesia rich». WAGNER (1929) says »the differentiated zone owes its origin to a process of stratiform segregation brought about by intermittent crystallization differentiation the intermittency being attributed to periodically recurring checks in cooling — — — caused by spasmodic subsidence of the floor of the lopolith». WAGNER also accepts VOGT's hypothesis that »early formed crystals, settling under the influence of gravity, are redissolved in the underlying magma fractions which on consolidation crystallize as anhydrous monomineralic rocks». Finally, HALL himself holds the highly specialized basic rocks to be generally based on »differentiation in situ».

When comparing the Bushveld complex with the Nordingr  gabbro we have to keep in mind that repeated regional banding in the latter

se is lacking, even if a stratiform arrangement, gabbro-norite-pegmatite-anorthosite, is satisfactorily proved. Comparing the rocks petrographically and chemically the following scheme is obtained:

N o r d i n g r å.	B u s h v e l d.
Anorthosite, An_{61-70}	Anorthosite, An_{80-90}
Gabbro-pegmatite	Anorthositic norite
Porphyritic norite, rich in iron	Magnetite-plagioclase-norite
Gabbro (partly noritic)	Diallage norite.

Comparing them stratigraphically, one finds the Nordingrå sequence correspond roughly to the platinum-chromite horizon and not, as one would expect, to the magnetite horizon.

N o r d i n g r å.	M e r e n s k y - p l a t i - n u m r e e f	B u s h v e l d.	P r i n c i p a l m a g - n e t i t e h o r i z o n
Anorthosite	Spotted anorthosite	Syenite	
Gabbro-pegmatite	Mottled anorthosite-norite	Norite	
Porphyritic norite, rich in iron	Pseudo-porphyritic diallage-norite	Magnetite-rock	
Gabbro (noritic)	Mottled norite	Spotted anorthosite	

Any deep-going discussion of the similarities and differences between the more simple 3-phase differentiation of the Nordingrå gabbro and the very complex one of Bushveld lies outside the scope of this paper. The present author merely wishes to point out the possibility of applying to certain linnits the experience gained at Nordingrå when discussing the sequence of the Merensky reef.

The interesting felspar-magnetite-rock of the main Bushveld magnetic zone is more basic than the iron-rich norite of Nordingrå, but the former seems, however, to present a grading into more felspathic rocks similar to the latter (Cf HALL's diagrammatic sketch, 12, p. 345, fig. 35). The composition of the plagioclase is similar and the mineral has, in such cases, beyond doubt crystallized previously to the magnetite. HALL conceives the separation of the magnetite bands to have occurred through the gradual sinking and concentration of still fluid iron ore to a level determined by a given anorthosite-band. He assumed solid felspars to have risen through the fluid magnetite, thus producing the plagioclase-magnetite rock above the magnetite proper. Judging from the Nordingrå data, another suggestion may be tentatively offered.

The rising plagioclase-crystals may have accumulated and formed solid layer at a level within the norite, localized by a delicate balance of magma-density and iso-geothermes. The iron-rich fluid was then concentrated on top of this solid layer, the plagioclase of the overlying norite being forced upwards not by any rising tendency but simply in order to provide space for the settling iron-drops. Or the density ratio between magma and plagioclase may even have been reversed by the removal of the magnetite leading to a settling tendency of the feldspars above the anorthosite band, the lower »settling-limit» being gradually raised by the accumulation of magnetite-liquid at the bottom.

Another interesting feature, reminding one of the general trend of the Nordingrå differentiation, is the increased H_2O and K_2O percentage of the upper norite (Cf 12. Tabl. XLIII, II). Even if the stratified order of the rocks within the main magnetite zone of Bushveld be reversed in comparison with Nordingrå, there are, nevertheless, several common interesting features which invite future study.

The »effusive» Kenningite of Känningen Island (Rödö archipelago).

If the deductions of this paper are correct, the anorthosite separation took place within a gabbro magma characterized by a considerable superheat and at a pressure which, primarily, was determined by initial internal pressure of the magma and subsequently by the thickness of the overlying roof. The present author has recently shown (6), that in the case of the rapakivi intrusions following shortly upon that of the gabbro, the former must have occurred within the Nordingrå area at a high level of the archaean migmatites. Farther eastwards they may even have fractured the roof. Even if the intrusion-level of the gabbro must have been somewhat lower than that of the granite, the pressure exercised by the overlying part of the earth-crust could not have been excessive.

At the closing stage of the separation of the anorthosites and at the beginning of that of the pegmatites, the internal pressure must have gradually risen considerably in consequence of the concentration of volatiles underneath the anorthosite. There must have been a short thermal interval, during which a sudden decrease in pressure, — even if it did only embrace a comparatively short range¹ — might be expected to result in a redissolving of part of the anorthosite which was stable as solid phase at higher pressure only. Due to the short range of the pressure no great amount of calcic plagioclase could be expected to redissolve.

¹ Limited upwards by the tensile strength and weight of a comparatively thin »roof».

solve, and this part must be expected to freeze very quickly again if forced into colder surroundings.

In the case of a deep-seated intrusion one may doubt the possibility of a liquifying of already separated anorthosite as, in such a case, the high pressure may normally be expected to have delayed crystallization to a point at which, even at low pressure, the temperature would lie below the melting interval of the differentiate. The only case where a molten and necessarily very short-lived extrusion of anorthosite-magma might be expected, would be the sudden fracturing of the roof overlying a high-level, super-heated, differentiated gabbro-intrusive at the very moment of almost completed plagioclase-separation.

With this possibility in view, but with a very sceptical mind on account of the well known fact that no extrusive anorthosites have ever been found, the present author made a special survey of all the Jotnian dikes fissuring the archæan roof to the south of the Nordingrå area in the Rödö archipelago. Some of these dikes were described by P. J. HOLMQVIST (12) as early as 1896, but his investigation, although a very important piece of work in those days, was by no means exhaustive. From previous studies of this dike-swarm the present author has been able to show that it represents a very superficial erosion-section of the feeding-channels of flows since removed (8, 9). Some of them are even of vitrophyric texture and enclose xenoliths of basic pumice. An anorthositic dike found among them would, consequently, by field evidence alone be a very near approach to a true effusive.

The hypothesis which led to the starting of this »forlorn» dike-hunt may in the future be proved to be either right or wrong; it nevertheless certainly met with unexpected success. At the small island of Känningen, two greenish, partly vesicular porphyritic dikes of about 1—2 feet in width were sampled, which were provisionally labelled spilitic diabase but which, when sliced, were found to represent the very rock sought for. Petrography is burdened by a tremendous lot of quite unnecessary rock-names, but in this case the discovery is so unique that the author nevertheless dares to propose an addition to the nomenclature by naming the only effusive (or nearly so) anorthosite so far known, *Kenningite*, in honour of the islet harbouring this treasure.

One of the dikes was analysed in the private laboratory of the author, while, in order to exclude any mistake, Dr N. SAHLBOM kindly undertook the analysis of the second dike. The two analyses, together with the respective modes of the rocks, are given as No:s VII and VIII. The texture of the rock is intergranular rather than ophitic (Cf Pl. VIII, Fig. 2), the centre of the dikes being also porphyritic (Cf. Pl. IX, Fig. 1, 2). The phenocrysts consist of plagioclase of the composition An_{56} —

An₆₀. The average composition of the felspar laths of the »groundmass» appears to be about Ab₄₇An₅₃. While the phenocrysts are of about the same composition as the plagioclase of the anorthosite, the rest of the plagioclase, being less basic, corresponds to that of the gabbro. The felspar is *not* protoclastically affected, though occasionally a bent lath may be found.

Within the felspar-fabric are scattered rounded serpentinized grains which undoubtedly represent autometamorphosed olivine, and rounded pyroxene-crystals of the same composition and optical values as the corresponding mineral of the anorthosite. The interstices are filled by a micro-crystalline greenish substance of devitrified glass. At high magnification, serpentine and some orthoclase may be distinguished. Small »drops» of ilmenite and ores occur, too, within the matrix. The nepheline, included in the norm, is not traceable in the actual mineral composition.

Comparing the two kenningite-analyses with that of the anorthosite, analysis No. III, the close correspondence of the two rocks immediately catches the eye. The main difference lies in the high water-percentage of the effusive rock. If the Kenningite is recalculated to the same H₂O-percentage as that of the anorthosite, as given below, the agreement becomes still more evident. The absence of P₂O₅, especially, is highly suggestive.

Anal.	Anorthosite		Kenningite	
	No. III	No. IV	No. VII	No. VIII
SiO ₂	51.75	51.41	52.27	51.99
TiO ₂	0.50	0.27	0.49	0.50
P ₂ O ₅	tr	0.00	0.05	tr
Al ₂ O ₃	25.93	26.88	23.65	24.64
Fe ₂ O ₃	0.80	0.65	0.89	0.90
FeO	3.18	1.94	3.67	3.18
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	1.72	1.12	2.53	2.31
CaO	10.86	11.40	10.20	10.52
Na ₂ O	3.24	3.51	4.40	4.22
K ₂ O	1.42	1.12	1.30	1.20
H ₂ O	0.62	0.48	0.60	0.60
	100.07	99.83	100.10	100.11

Consequently, neither the analyses nor the mode leaves any doubt of the intimate consanguinity of the two rocks, even if two minor differences may be noted, viz, the somewhat higher Na₂O and MgO percentages of the effusive. The difference is greater if a comparison be made with the more pure anorthosite of Analysis No. IV, although the chemical relationship is still apparent. This may be taken as a confirmation of the previously deduced probability of the re-dissolving having mainly affected the last solidified but still extremely hot lower plagioclase-layer of the gravitatively accumulated anorthosite, the tempera-

ture of the older portion, close to the roof of the intrusion chamber, already having dropped below the new melting-point.

The increased H_2O content of the kenningite is, of course, due to the underlying magma's (gabbro-pegmatite or gabbro) suddenly being subjected to pressure below the maximum steam-pressure of the saturated liquid at the equilibrium-surface: »solid phase—melt—steam (fluid)». In other words, the second boiling point was »uncovered». The ensuing distillation may reasonably be assumed to be responsible for the above-mentioned increased percentages of Na_2O and MgO of the kenningite.

This is also in agreement with the corresponding increase in the case of the gabbro-pegmatite.

The anorthositic differentiation compared with the normal one of basic Jotnian magmas.

The present author has lately made the igneous rocks of the Nordingrå and Rödö areas the subject of a fairly extensive chemical investigation in order to fill the gap at present existing in our knowledge of this important Jotnian region. The details of this work will be published in a coming paper on the evolution of the Jotnian magmas.

In this connection, however, we may borrow a part of the differentiation diagram, expressed in Niggli-values, resulting from these unpublished analyses which include the present analyses of the gabbro. The author wishes to emphasize that, in his opinion, this gabbro is nothing but a normal intermediary member of a continuous differentiation sequence ranging from the acid rapakivi granites to the basic diabases of doleritic composition. In this part-diagram, given in Fig. 11, have been entered the curves of the anorthositic differentiation, as well as those of the late sodic differentiates of the gabbro. These latter are taken from a contemporaneous paper appearing in a special number of the Journal of Geology (7). For the benefit of those who prefer a weight-percentage diagram the analyses of this paper have been compiled in Fig. 13. An Or-Ab-An diagram of the normal composition of the rocks is also given in Fig. 12.

A glance at the first mentioned diagram, Fig. 11, at once makes it clear that the anorthositic and the late-sodic differentiation are two processes which both deviate from the trend of the normal regional plutonic differentiation. Actually, they follow three different NIGGLI curves, the sodic and noritic-pegmatitic presenting those of »standard»-type varying with the si -value, while the anorthosite separates independently of its si -position in the diagram. One may say that the latter differentiates at constant » si ».

This »vertical» differentiation may be characteristic of the sudden removal of one or several phases of special composition from an equilibrium-system, thus creating new binary or poly-binary systems. The removal in the present case is caused by a vertically directed gravitational force, but theoretically the result would be the same if the plagioclases were pushed out sideways, or if the still-fluid phase was squeezed out of the crystal-mush by lateral pressure.

Variation diagrams intelligently interpreted and based on analyses from well chosen representative average samples may, consequently, furnish important information on the history of the evolution of the rocks even in those cases when the analytic statistical values cannot be connected into smooth curves. I drew attention 10 years ago to a similar type of differentiation in the case of the peri-magmatic derivatives of the alkaline Alnö-rocks (10. l. 56), calling the si-value from which different differentiation-sequences branched off, »the differentiation-centre». Differentiation-axis may perhaps be a more adequate term.

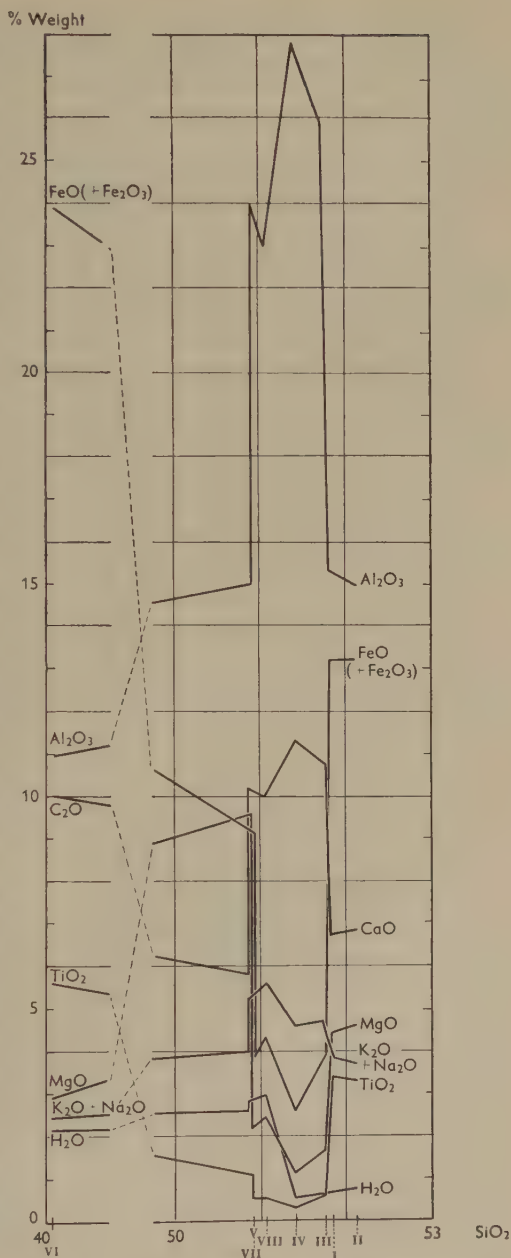


Fig. 13. Variation diagram of the gabbro differentiates. The numbers of the analyses are the same as in Fig. 11.

In the case of the Nordingrā anorthosites such an axis is very much in evidence, too, at $si = 140$. It is located within a very narrow si -range which, of course, need not necessarily be expected to correspond to the si -axis of anorthositic differentiation of basic rocks belonging to different magma-provinces. Composition, temperature and pressure of the respective magmas may shift the si -value of the axis, but I suggest that in each different case it will be found to be practically stable. A necessary presumption is, of course, a differentiation under orogenetically undisturbed conditions. Recalculating, for instance, the analysis of Bushveld published by HALL, a similar differentiation-axis is found to lie at about $si = 120$.

I take the liberty of emphasizing the existence of this vertical differentiation-axis, as petrographers often seem inclined to scrap departures from level »smooth» curves as unreliable, or they explain them as being due to exogenetic influences, to the addition of material from generally unknown sources, hybridization, etc., without testing the possibility of a disturbed equilibrium caused by the removal of gravitatively separated components. As an example, reference may be made to KROKSTRÖM's statement (Bull. Geol. Inst. Upsala No. XXVI, p. 271) that a »markedly aberrant analysis suggests that the rock in question does not belong to the main suite», which clearly illustrates the danger of trying to »break the spell of the differentiation curves» without sufficient knowledge of the subject.

General consideration of the anorthosite problem.

The view that the anorthosite has been formed by the gravitational accumulation of early rising crystals has been confirmed. It has been shown that the generally denied redissolving of accumulated plagioclase crystals must in part be assumed to have occurred at Nordingrā although the general survey of rocks so far has revealed »no support for the concept» that there are liquid magmas of the approximate composition of basic plagioclase (BOWEN). The excessively rare dikes of anorthosite found elsewhere are explained by unbelievers as formed from a nearly crystalline mass containing a very moderate amount of nonfelspathic liquor. The universally protoclastic structure of the anorthosites has been repeatedly stressed by different petrologists as being the most important indication of the manner and conditions of the

¹ KROKSTRÖM's peculiar views on the subject of magmatic differentiation expressed in the said paper, will be dealt with more fully in the present author's coming paper on the Jotnian magmas.

mise-en-place, the dikes, consequently, being supposed to be orogenically forced into the fissures of the surrounding rocks. VOGT's assumption of a very deep-seated accumulation of plagioclases in order to account for the high redissolving temperature ($2\ 000\ ^\circ\text{C}$), and for the rapid freezing of the magma on its way towards higher cooler levels was countered by BOWEN's pointing out the forming of rocks of this character in the Hebrides below a moderate covering of surface lava.

Even if neither BOWEN's nor VOGT's conception of sinking accumulation has been confirmed in the present case, this must not be taken as any definite proof of the general non-validity of their views, as the relations of density must be very delicate, and may be reversed in other cases. Their dependency on volatile components and external pressure has previously been generally overlooked. As to redissolving, however, RÖDÖ has furnished evidence supporting the possibility advocated by VOGT although realized under far different conditions. It may even be said to be an exception confirming the general rule, supported by BOWEN, that a liquifaction of accumulated plagioclase crystals is contrary to expectation. It may also be said to prove that VOGT's view of a deep-seated remelting is erroneous.

Only under very exceptional conditions could an effusive anorthositic magma be expected to realize. The necessary premises would be an intrusion of superheated gabbroid magma into a space situated at shallow depth below the surface of the crust, the superheat being derived from a rapid rise of the magma from great depths. Even then an anorthositic liquid could only come into existence if a fissuring of the roof occurred during the very limited time-interval when the temperature of the separated plagioclases was still above their solidus-surface in the system: «much plagioclase — moderate or small amount of $\text{FeO}, \text{MgO}, \text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$ ». Only the last separated portion of plagioclases could be expected to fulfil the conditions and only a moderate amount of liquid anorthosite would result. The more basic the feldspars, the less would the chance of refusion be, too.

Even if the internal pressure due to the increased H_2O could quickly force this liquid upwards, the loss of volatiles on reaching the surface would rapidly lead to freezing. Any extensive lava-flows therefore could not be expected to have occurred, neither would one expect any to be preserved at Rödö after 600 million years of erosion and re-sedimentation although the field evidence and the micro-texture of the present dikes infer a very shallow depth, constituting the nearest approach to an effusive which will probably ever be found.

The main point to be kept in view, however, is the complete absence of any protoclastic textures in the kenningite. A few of the sparse

plagioclase phenocrysts of the kenningite-dikes may have been carried upwards from the anorthosite-fraction without complete re-dissolving as indicated by occasional corrosion-structures (Cf. Pl. IX, Fig. 2) but the main part of the plagioclase undoubtedly crystallized within the dikes themselves from a complete solution. Any explanation based on a crystal porridge being forced into the dike-fissures by an increased gas-tension below succeeding the fissuring, is completely out of question.

The new light shed on the anorthosite problem by the discovery of the kenningite, consequently, explains why effusive or semi-effusive rocks of anorthositic composition have never previously been found. Nor does it hold out any great hope of new findings of such rocks but it may serve to stimulate the attention of fellow petrologists engaged in the survey of anorthositic areas. Perhaps this one chance in million may be realized somewhere else, after all.

References.

1. ALLING, H. L., *Interpretative Petrology of the Igneous Rocks*, 1936.
2. BOWEN, N. L., *The Evolution of the Igneous Rocks*, 1928.
3. BESKOW, G., *Södra Storfjället*, S. G. U. Ser. C. No. 350, 1929.
4. COATS, R. R., *Primary Banding in basic plutonic rocks*, J. of Geol. 1936.
5. DALY, R. A., *Igneous Rocks and the depths of the earth*, 1933.
6. v. ECKERMANN, H., *The Genesis of the Rapakivi Granites*, Geol. För. Förh. 1937.
7. —, *A Contribution to the knowledge of the late sodic differentiates of basic eruptives*, Journ. of Geol. 1938.
8. —, *The Jotnian Formation and the Sub-Jotnian Unconformity*, Geol. För. Förh. 1937.
9. —, *The Loos-Hamra Region*, Geol. För. Förh. 1936.
10. —, *Dikes belonging to the Alnö Formation*, Geol. För. Förh. 1928.
11. HALL, A. L., *The Bushveld Igneous Complex*, Geol. Surv. Union of S. A. 1932.
12. HOLMQVIST, P. J., *Om Rödömrådets rapakivi och gångbergarter*, S. G. U. Ser. C 181, 1899.
13. HÖGBOM, A. G., *The igneous rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrån*, Geol. För. Förh. 1909.
14. LUNDBOHM, H., *Berggrunden inom Vesternorrlands län*, S. G. U. Ser. C, No. 17, 1899.
15. SOBRAL, J. M., *Contribution to the Geology of the Nordingrån Region*, 1913.

Die Genesis der Svionischen Granite.

Zur Diskussion über die Granitisationstheorie.

Von

NILS H. MAGNUSSON.

Nachdem H. G. BACKLUND in zwei Arbeiten (1 und 2) seine Auffassung von den svionischen Graniten und Gneisen als Produkten eines Granitisationsprozesses *in situ* hauptsächlich von Sedimenten dargelegt hatte, suchte der Verfasser in einem Diskussionsbeitrag (19) die Beobachtungen zusammenzufassen, die er während zweier Dezennien Feldarbeit innerhalb des schwedischen Teiles der Svekofenniden gemacht hat, und an Hand dieser Beobachtungen die generelle Granitisationstheorie BACKLUNDS zu prüfen. Als Antwort auf diesen Diskussionsbeitrag hat BACKLUND in dem vorliegenden Heft von »Geol. För. Förh.» eine Entgegnung (3) oder nach seinem eigenen Ausdruck eine »Verdeutlichung« veröffentlicht.

Infolge der oft diffusen Schreibweise BACKLUNDS kam diese Verdeutlichung willkommen; doch verändert sie die Sachlage nicht. Die Behauptung BACKLUNDS, dass mein Beitrag weder etwas Neues bringe noch etwas von ihm nicht schon Berücksichtigtes anführe, zeugt bei einem so schwerbearbeiteten Gebiet wie diesem von einem starken Selbstvertrauen. Eine derartige Behauptung vermag meine Kritik keineswegs zu schwächen, umso weniger da ich, gestützt vor allem auf meine eigenen Feldbeobachtungen, BACKLUNDS Hypothese und deren Möglichkeit, beobachtete Tatsachen zu erklären, prüfen wollte. Dass ich dabei zu einer in vielen Hinsichten von BACKLUND abweichenden Auffassung gekommen bin, kann die Tatsache nicht verhüllen, dass ich im grossen und ganzen dieselben Ausgangspunkte habe wie er.

Um bei der weiteren Diskussion so viel wie möglich jedes Missverständnis zu vermeiden, will der Verfasser hier seiner Überzeugung Ausdruck geben, dass ein petrographischer Kreislauf mit sozusagen ungleichen Diametern eine notwendige Annahme ist für die Erklärung der seit Milliarden von Jahren andauernden Magmaintrusionen, der fort-

gesetzten vulkanischen Tätigkeit und der Sedimentbildung auf der Erdoberfläche während all dieser Jahre. Der grosse petrographische Kreislauf führt den Gedanken an Aufschmelzungsvorgänge an der Unterseite der festen Erdkruste mit sich, und — wie vor allem E. WEGMANN (23) hervorhebt — Migmatite oder Adergneise sind als Glieder im grossen petrographischen Kreislauf zu betrachten. Dieses Einfügen der Adergneise in einen stetig fortschreitenden, sich wiederholenden Kreislauf ist ein glänzender Beweis für die Tragkraft der Gedankengänge, für die vor allem J. J. SEDERHOLM eingetreten ist. Sowohl BACKLUND und ich, als auch WEGMANN und die finnische Schule mit ESKOLA und KRANCK an der Spitze, sind Schüler von SEDERHOLM. Als erläuternd und klarlegend war ganz besonders WEGMANN'S Werk »Zur Deutung der Migmatite« anregend. Es scheint mir doch wenig angebracht von BACKLUND, bei WEGMANN eine Stütze zu suchen für seine generelle Granitisationstheorie, laut welcher ziemlich alle Granite Granitisationsprodukte *in situ* sind, auch wenn er, insbesondere nach der gelieferten Kritik, eine gewisse, wenn auch schwache Mobilisation der Granitisationsprodukte erlaubt.

Die moderne Anschauung von dem Verlauf der Geschehnisse in der Erdkruste, die während der letzten Dezennien durch die Idee von dem petrographischen Kreislauf eine immer klarere Ausgestaltung erhalten hat, bindet diese Geschehnisse zu einem logischen, durch die Feldbeobachtungen gestützten Lehrgebäude zusammen. Sie verleiht Festigkeit und Zusammenhang. Wo früher isolierte Problemkomplexe existierten, findet man sie nunmehr intim verknüpft. Eines der wichtigsten Probleme betreffs des grossen petrographischen Kreislaufes ist zweifellos ohne die Frage von der Entstehung der Granitmagmen. Früher begnügte man sich meistens damit, dass die Magmen von unten her kamen, von tiefer gelegenen Teilen der Erdkruste. J. J. SEDERHOLM (20), A. GAVELIN (6) und P. J. HOLMQUIST (12) haben zwar schon vor mehr als 30 Jahren hervorgehoben, dass Granitmagmen durch Aufschmelzung der unteren Teile der Erdkruste entstehen konnten, und SEDERHOLM hat später in einer Reihe hervorragender Abhandlungen diese einmal gemeinsame schwedisch-finnische Forschungsrichtung weiter ausgebaut. Seither sind jedoch Beweise für eine derartige Palingenese hauptsächlich auf finnischem Boden ans Licht gebracht worden. SEDERHOLM'S Werk wurde dort vor allem von P. ESKOLA, E. WEGMANN und E. H. KRANCK fortgesetzt. Die generellen Fragen sind am klarsten beleuchtet worden in den Arbeiten P. ESKOLA'S »On the origin of granitic magmas« (4) und »Differential anatexis« (5); er versucht hier eine Erklärung zu geben, dass die Granitmagmen durch eine selektive Aufschmelzung von Material im Verein mit »squizing« entstanden seien.

Im Jahre 1906 legte H. E. JOHANSSON (15) dem »Geologiska Föreningen« seine sogenannte magmatische Theorie hervor, laut welcher die erzführende Leptitformation, einschliesslich deren Eisenerze, Kalksteine, Grauwacken und Schiefergesteine, sowie die Urgranite und Gneise, die zum schwedischen Urgebirge gehören, eine Schlierenbildung wären in einem Riesenmagma, das unter einem differenzierenden und richtenden Druck erstarrte. Seit jener Zeit richtet sich das Interesse der schwedischen Urgebirgsforscher vor allem darauf, Beweise für oder gegen diese Theorie aufzubringen; eine lebhafte Diskussion, die noch immer nicht zu Ende geführt ist, hat während dreissig Jahre unter den schwedischen Geologen stattgefunden.

Die Gegner der magmatischen Theorie waren gezwungen, an den am besten erhaltenen Teilen der Leptitformation genaue Untersuchungen vorzunehmen, wo jetzt ein reichhaltiges und bindendes Beweismaterial vorhanden ist dafür, dass die erzführende Leptitformation eine Oberflächenbildung ist, die später stark zusammengefaltet und aufgerichtet, sowie von verschiedenen Arten Graniten und Grünsteinen durchsetzt wurde. Auf diese Art wurde das Interesse der schwedischen Geologen von der Diskussion über die magmatische oder suprakrustale Natur der erzführenden Formation in allzu hohem Grad absorbiert, und die einmal vielverheissende Entwicklung betreffs der Adergneise wurde abgebrochen und wurde erst wieder in den 1920er Jahren aufgenommen. In den 1930er Jahren erweckten die Fragen von der Genesis der Granite und Gneise ein grosses und zunehmendes Interesse bei den schwedischen Geologen, wobei natürlich die von unseren finnischen Kollegen erzielten schönen Resultate in hohem Grade stimulierend wirkten. Die zu beiden Seiten des Bottnischen Meerbusens abweichenden Arbeitsmethoden und Resultate dürften mit Gewissheit darauf beruhen, dass wir in den schwedischen Svekofenniden bedeutend grössere Gebiete mit gut bewahrten svionischen Gesteinen besitzen als in den finnischen, während die finnischen Svekofenniden mit Graniten von der Gruppe des Hangögranits in einem Masse durchtränkt sind, wie man auf schwedischem Boden kaum anders als rein lokal ein Gegenstück aufweisen kann. Es ist deshalb natürlich, dass der Gedanke an eine »Palingenese« bei den finnischen Geologen zuerst Wurzel fasste. Seit dem Anfang des 20. Jahrhunderts hatte der Gedanke auch Anhänger unter den schwedischen Geologen und dürfte heutzutage auch auf schwedischem Boden eine feste Position besitzen.

Ferner möchte ich hervorheben, dass es recht unnötig sein dürfte, vor schwedischen Geologen — es wäre denn vor den wenigen Anhängern der magmatischen Theorie — zu betonen, dass wir bei unserer Arbeit von aktualistischen Anschauungen ausgehen müssen. Wir akzeptieren

auch das Evolutionsprinzip, wie WEGMANN es für das fennoskandische Urgebirge verwertet hat. Dagegen kann ich nicht einsehen, dass diese beiden Prinzipien mit BACKLUNDS Granitisationstheorie stehen oder fallen müssen. Ob die Granite wirkliche Intrusionen aus schmelzfließendem Material oder metasomatische Umwandlungsprodukte *in situ* ausmachen, kann weder das Aktualitäts- noch das Evolutionsprinzip umstürzen. Das hiesse, der Granitisationstheorie allzu grosse Bedeutung zuzumessen.

Aus meinem vorigen Diskussionsbeitrag geht deutlich hervor, dass meines Erachtens die Bildung der Adergneise — wie z. B. die Sörmlandgneise — als ein Umwandlungsprozess aufzufassen ist, hauptsächlich entstanden durch erhöhte Temperatur und eine Durchtränkung des Gesteinskomplex mit granitischen Säften, deren Zusammensetzung beim Vordringen sich sukzessive veränderte durch Ausfällen gewisser Elemente auf verschiedenen Niveaus und Auflösung anderer, wobei Lösungen in grossem Umfange auch ausserhalb des eigentlichen Adergneisgebietes gelangten und immer schwächere Umwandlungen hervorriefen, je weiter sie sich vom Adergneisgebiet entfernt hatten. Innerhalb dieser äusseren Zone hat sich eine ganze Menge flüchtigere Bestandteile konzentriert und fixiert. Dies ist, wenn man so will, natürlich eine Granitisation. Ich habe sie jedoch nicht so benennen wollen, da die umgewandelten Gesteine sich nicht wie Granite verhalten. Da das Charakteristikum für diese Gesteine ein Pegmatit-schlieriger Bau ist, habe ich anstatt dessen vorgezogen, von einer »Pegmatitisierung« zu sprechen. Innerhalb der Adergneise kann (wie ich wiederholt hervorheben musste) mit Hilfe von weniger umgewandelten Reliktpartien eine Aufteilung auf die primären Gesteinsglieder vorgenommen werden, was bei einer Umwandlung zu wirklichen Graniten unmöglich gewesen wäre. Es lassen sich also sowohl Vulkanite, Eisenerze, Kalksteine und Verwitterungssedimente als auch Urgranite und Grünsteingänge unterscheiden, trotz der chemischen und mineralogischen Veränderungen, die infolge der den Komplex durchtränkenden granitischen Säfte stattgefunden haben.

Die Gesteine, in denen die Eisenerze und Kalksteine in Sörmland stecken, werden von BACKLUND als »sedimentogene Metamorphite« bezeichnet. Dies ist nicht richtig; es sind wirkliche Vulkanite von derselben Art wie die im eigentlichen Bergslagen. Sie gehören auch wie jene zum selben unteren Teil der Leptitformation. Untersuchungen in Bergslagen haben uns gelehrt, dass die Leptitformation in einen unteren, grösstenteils vulkanogenen Teil und einen oberen, hauptsächlich sedimentären eingeteilt werden kann. Beim oberen fehlen Eisenerze sowie auch Kalksteine; er tritt in zwei verschiedenen Ausbildungsformen auf.

teils als Grauwacken und Schiefer vom Grythyttetypus, teils als Quarzite, Glimmerschiefer und Plagioklas-reiche Gesteine vom Larsbotypus. Inwiefern diese einander ersetzen oder ob die Gesteine der Larsboserie jünger sind als die Grythyttgesteine ist uns noch nicht mit Sicherheit bekannt. Doch gehören sowohl die Grythytte- als auch die Larsbosedimente zur Leptitformation. Wahrscheinlich sind jedoch die Grythyttgesteine als eine westliche und die Larsbogesteine als eine östliche Fazies des oberen sedimentären Teiles der Leptitformation aufzufassen. Die zu den Sörmlandgneisen gehörigen Sedimente müssen unbedingt zur Larsboserie gerechnet werden. Dies geht deutlich hervor aus dem Vergleich, der aufgestellt werden kann seit der Herausgabe der ausgezeichneten Beschreibung der Larsboserie auf dem Kartenblatt Smedjebacken von S. HJELMQVIST (11). Dass diese Sedimente in Bergslagen den Vulkaniten überlagern hat HJELMQVIST deutlich bewiesen, aber sie überlagern auch den Vulkaniten in Sörmland. Eine Ursache ist nicht vorhanden, weshalb das Verhältnis zwischen Vulkaniten und Sedimenten hier anders sein sollte als in Bergslagen. Deshalb habe ich mit Bestimmtheit hervorgehoben, dass Sörmland auf dieselbe Art wie Bergslagen aufgebaut ist, mit derselben Stratigraphie und primär mit denselben Gesteinen, wenn auch mit Differenzen in den Proportionen zwischen den zugehörigen Gesteinen. Im grossen und ganzen liegt demgemäss der Sörmlandkomplex vom stratigraphischen Standpunkt aus nicht höher als der Bergslagkomplex. Der Unterschied ist nur, dass stratigraphisch höhere Teile in grösserer Menge in Sörmland vorhanden sind als in Bergslagen. Die »Sörmlandgneise« sind demnach kein stratigraphischer Begriff, wie BACKLUND anzunehmen scheint, sondern bezeichnet nur ein Gebiet mit auf gewisse Art umgewandelten Gesteinen und nichts weiteres. Die Grenze für die Gneise oder besser ausgedrückt die Grenzzone zwischen den Gneisen und den benachbarten, weniger umgewandelten Gesteinen schneidet diskordant durch die gefaltete Lagenserie. Deshalb besteht keine »Verworrenheit in der Beweisführung«, wenn ich hervorhebe, dass stratigraphisch höhere Teile die Sörmlandgneise beherrschen und dass gleichzeitig die Gneise — oder besser die Gneisfront — unter das eigentliche Bergslagen, dessen Gesteinskomplex meines Erachtens nach unten in Adergneise übergeht, untertauchen. Solche Adergneise tauchen auch NW von Grängesberg auf.

Ebensowenig wie Sörmland ist Uppland ein stratigraphischer Begriff. BACKLUNDS Behauptung, dass GAVELIN und MAGNUSSON auf ihrer Karte vom Norden Uppland, Sörmland und Bergslagen »durch gänzlich verschiedene Bezeichnungen« von einander abgetrennt haben, ist unrich-

tig. Die Urgranite in Uppland haben dieselbe Bezeichnung wie die in Bergslagen, die Vulkanite ebenso. Wie ich in meinem vorigen Diskussionsbeitrag hervorhob, liegt der Unterschied darin, dass in Uppland die Urgranite vorherrschen, in Bergslagen die Leptite. Die Bezeichnung für Sörmland wurde gewählt um anzudeuten, dass die Gneise hier umgewandelte Urgranite und zur Leptitformation gehörige Gesteine sind (siehe Schema der Karte des Nordens).

Der Verf. hat schon vorher betont, dass die Sörmlandgneise mit den Graniten nicht gleichzustellen sind. Gleichzeitig habe ich jedoch hervorgehoben, dass im Verein mit der Adergneisbildung granitische Gesteine entstanden sind. Diese sind im Adergneisgebiet als gesammelte intrusive Pegmatite oder Granite mit meistens unregelmässigen diffusen Grenzen und vollständig eingefügt in die Tektonik der Gneise aufgetreten. An der Peripherie hat dieses mobilisierte Granitmaterial sich losgelöst und das Hängen der Adergneise intrudiert. Diese mehr selbständigen Granite gehen unter den Bezeichnungen Fellingsbro-, Örebro-, Stockholms-, Enkullen-, und Malingsbogranite; sie sind gewöhnlich begleitet von zahlreichen individualisierten, von ihrer Umgebung durch scharfe Grenzen abgeschiedenen Pegmatiten. Schon P. J. HOLMQUIST (13) konnte darlegen, dass die Sörmlandgneise von Södertörn von den Urgranit-Leptitgebieten der südlichen Stockholmer Schären getrennt sind durch eine Zone, reich an Pegmatiten, zu denen die bekannten Pegmatite von Utö und Ytterby gehören.

Der Verf. hat diese Anregung HOLMQUISTS weiter zu verfolgen gesucht und eine Karte, fig. 1, angefertigt über die Granite der oben erwähnten Typen, sowie über pegmatitreiche Gebiete, deren Pegmatite genetisch mit ihnen zusammengehören. Es zeigt sich da, dass die durch und durch pegmatitschlierige Masse der Sörmlandgneise, die grössere Mengen individualisierter Pegmatite und Granite vermisst, rund herum von einer kontinuierlichen, an scharf begrenzten Pegmatiten und Graniten reichen Zone umgeben ist. Während es sich bei den Sörmlandgneisen hauptsächlich um *in situ* mobilisiertes Material handelt, ist bei dieser Zone vor allem von wirklichen Intrusionen die Rede. Der Zusammenhang zwischen dem *in situ* mobilisierten Material und diesen Intrusionen ist jedoch vollkommen deutlich. In der Stockholmer Gegend, der von HOLMQUIST nachgewiesenen Zone längs der östlichen Küste von Södertörn sowie in der Zone von Nyköping gegen Örebro tritt ebenfalls *in situ* mobilisiertes Material Seite an Seite mit wirklichen Intrusionen auf. Südlich der Nyköping-Örebro-Zone fangen auch die Adergneise wieder an. Innerhalb der die Adergneise im Norden flankierenden Mälarszone werden die Intrusionen immer schärfer begrenzt, je mehr man sich von den eigentlichen Adergneisen entfernt. Die Intrusionszone ist hier

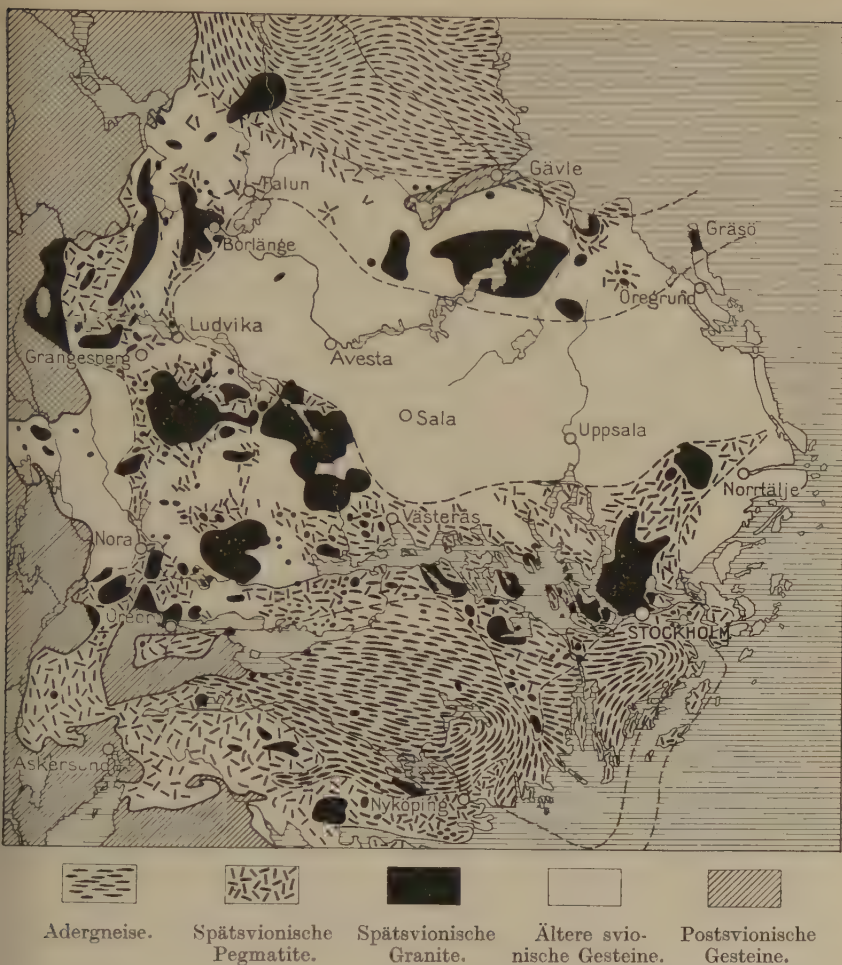


Fig. 1. Die Verbreitung von Abergneisen, spätsvionischen Graniten und Pegmatiten im mittleren Schweden. 1 : 2.5 Mill.

edoch an mehreren Stellen über die Grenzen der Abergneise gerückt, wie z. B. in dem von P. GEIJER (8) behandelten Gebiet längs der Seen Klemmingen und Sillen.

Genau so findet man, dass die Abergneise im nördlichen Gästrikland und in den angrenzenden Teilen von Dalekarlien im Süden flankiert werden von einer Zone, die reich ist an Graniten und Pegmatiten von Typen, die vollständig den oben erwähnten entsprechen. Diese Zone kann verfolgt werden von Gräsö in Norduppland über das südliche Gästrikland und die Falungegend, deren berühmte Pegmatite bei Finn-

bo und Kårarvet hierher gehören. Westlich von Falun schwenkt die Zone mit spätsvionischen Graniten und Pegmatiten über Idkerberget gegen Ludvika und Grängesberg hinab und streckt sich gegen Westen bis zu den wesentlich jüngeren Graniten vom Järna- und Siljanstypus. Innerhalb dieser Gebiete treten — wie schon erwähnt — lokal auch Migmatite auf, wie z. B. im Skattlösberg-Gebiet nordwestlich von Grängesberg (16).

Nach dem Passieren des relativ schmalen Passes bei Grängesberg schwillt die an spätsvionischen Graniten und Pegmatiten reiche Zone gegen Süden an und verschmilzt mit den die Sörmlandgneise umgebenden Intrusionszonen auf eine Art und Weise, die deutlich beider gemeinsame Natur bekundet.

Diese Zone von Grängesberg bis Nora hinab trennt im Westen ein von metamorphem Standpunkt aus äusserst gut erhaltenes Gebiet ab, in dem die Grythytte- und Saxåfelder gelegen sind; die Intrusionen sind in dieser Richtung zu einer derart ausgeprägten Linie vorgerückt, dass man von einer eigentlichen Intrusionsfront sprechen kann. Westlich davon treten nur ganz vereinzelte Intrusionen von den hier behandelten Typen auf.

Zwischen der Intrusionszone von Gräsö gegen Falun und der Intrusionszone von Stockholm über den Mälarsee, sowie gegen W und SW von der Intrusionszone von Falun über Idkerberget und Grängesberg begrenzt, liegt ein in spätsvionischer Zeit wenig bearbeitetes Gebiet. Diese ziemlich gleichmässig breite Gegend erstreckt sich von Borlänge in Dalekarlien über Avesta, Sala und Uppsala bis zur Küste nördlich von Norrtälje. Die Anzahl spätsvionischer Granite und Pegmatite ist hier sehr gering, und spätsvionische Adergneise fehlen gänzlich. Ein Vergleich zwischen Fig. 1 und einer geologischen Übersichtskarte zeigt, wie die Intrusionszonen mit ihren Grenzen oft mit grossen Winkeln die Streichungsrichtungen und die Tektonik des älteren Urgranit-Leptitkomplexes schneiden.

Der Gesteinskomplex der Svekofenniden im mittleren Schweden kann demnach folgendermassen eingeteilt werden:

1. Adergneisgebiete, innerhalb welcher die Urgranite und die Gesteine der Leptitformation in pegmatitschlierige Gesteine umgewandelt sind und deren spätsvionische Pegmatite und Granite mit den Adergneisen und deren Tektonik eng zusammen gehören.
2. Intrusionsgebiete, innerhalb welcher scharf begrenzte Intrusionen von spätsvionischen Pegmatiten und Graniten reichlich auftreten. Diese Intrusionen greifen an mehreren Stellen über die schon fertig gebildeten Adergneise hinüber.

3. Gut erhaltene Gebiete, innerhalb welcher spätsvionische Adergneise gänzlich fehlen und spätsvionische Pegmatite und Granite selten auftreten.

Die Karte, Fig. 1, veranschaulicht, wie diese drei verschiedenen Arten von Gebieten sich in Zonen mit bestimmter Reihenfolge ordnen lassen, dadurch dass die Intrusionsgebiete abwechselnd als breite und schmale kontinuierliche Zonen zwischen den Adergneisgebieten und den gut erhaltenen Gebieten auftreten. Daraus geht deutlich hervor, dass es sich hier um drei Tiefenzonen handelt, wobei die Adergneiszone zu unterst liegt, die Zone der gut erhaltenen Gesteine zu oberst und die Intrusionszone als eine Übergangszone zwischen beiden. Die Karte macht einen starken Beleg aus für die in meinem vorigen Diskussionsbeitrag dargelegte Ansicht, dass die Intrusionen von spätsvionischen Graniten und Pegmatiten einer höheren Zone in der Erdkruste angehören als die Adergneise.

Die drei konstatierten Tiefenzonen schneiden diskordant durch den wesentlich älteren, intensiv gefalteten Komplex und haben mit der eigentlichen svionischen Faltung nichts zu tun. Zwischen dieser Faltung und der Ausbildung der erwähnten Tiefenzonen liegt, wie ich in einem anderen Zusammenhang hervorgehoben habe, ein sehr langer Hiatus. Das Bild, das die Karte Fig. 1 von der Verteilung der Adergneise und der spätsvionischen Granite in Mittelschweden gibt, scheint ebenfalls meine vielfmals angeführte Auffassung zu bestätigen, nämlich dass die Adergneise und die erwähnten Intrusionen eher durch epeirogenetische als durch orogenetische Senkung entstanden sind. Die eigentliche svekonnische Orogenese ist älteren Datums und hängt mit den grossen Urgranitintrusionen zusammen. Meiner Ansicht nach gehören jedoch die spätsvionischen Intrusionen zu demselben Zyklus wie die Urgranite und die Faltung. Sie sind die zyklusabschliessenden Granite.

Betreffs der Adergneise sind BACKLUNDS und meine Auffassungen nicht so scharf abweichend wie betreffs der Urgranite. BACKLUND hebt auch hervor, dass man ein ganz anderes Bild erhält von diesem ersten »Aufstieg von Emanationen«. Erstens fehlen Pegmatite vollständig. Dies ist sehr wesentlich, da man erwarten könnte, dass auch in diesem Fall eine Anreicherung von flüchtigen Bestandteilen gegen die Spitzen der Emanationswellen hin stattgefunden hätten. Als Erklärung für dieses Fehlen von Pegmatiten gibt BACKLUND an, dass die Emanationen — die in beiden Fällen im grossen und ganzen dieselbe Zusammensetzung hatten, wenn es sich um Urgranite handelt — hauptsächlich auf Alkalien arme oder »verarmte« Gesteine trafen, an die die Alkalien gebunden wurden. Dass die Sache sich so verhalten hat, habe ich Mühe zu verstehen. Mit Ausnahme von grossen Teilen Sörmlands

sitzen die Urgranite ziemlich ausschliesslich in dem unteren vulkanogenen Komplex, und dieser wird aus alkalireichen Gesteinen aufgebaut; die Bruchstücke, die sich im Inneren der Urgranite befinden, sind derselben Natur wie die Vulkanite, die rund um die Urgranite herum auftreten. Die Verwitterungssedimente, die innerhalb der westlichen Teile von Bergslagen auftreten, sind nirgends granitisiert, was sie laut BACKLUNDS Theorie sein müssten. Die einzige Möglichkeit, BACKLUNDS Ansprüche auf Feldspat-arme Gesteine, die durch Granitisation die Entstehung von Graniten verursacht hätten, zufriedenzustellen, scheint meines Erachtens zu sein, die Leptite ebenfalls als Granitisationsprodukte aufzufassen und somit anzunehmen, dass in Wirklichkeit Gesteine mit bewahrten primären Zusammensetzungen in der svionischen Formation nicht existieren.

N. SUNDIUS (22) hat ja im Grythyttfeld die schönsten Lava- und Tuffstrukturen bei den Vulkaniten und klastische Strukturen bei Grauwacken und Schiefen konstatiert. Später sind dergleichen Strukturen — wenn auch mehr sporadisch — an verschiedenen Orten innerhalb der besser bewahrten, nicht zu Adergneisen umgewandelten Teile der svionischen Formation gefunden worden. Wie diese Strukturen nach erlebter metasomatischer Umwandlung hätten erhalten bleiben können, ist schwer zu begreifen. Alle Forscher, die wirklich selber in den erzführenden Teilen Mittelschwedens gearbeitet haben, dürften sich einig sein darüber, dass die meisten Vulkanite in diesen Gebieten den primären chemischen Charakter gut bewahrt haben. Die metasomatischen Umwandlungen — auch wenn sie gewöhnlich sind — haben doch nur einen untergeordneten Teil der ganzen Vulkanitmasse getroffen. Der Versuch BACKLUNDS, das Fehlen von Pegmatiten bei der Urgranitbildung zu erklären, ist meines Erachtens verfehlt.

Laut BACKLUND war auch beim zweiten »Aufstieg von Emanationen« bei dem u. a. die Adergneise sich gebildet haben sollen, die Feldspatisierung schon vollendet und die Emanation führte nur eine Komplettierung mit sich. Diese Komplettierung, dieser Überschuss hätte die Pegmatitschlieren gebildet. Es kommt mir vor, als ob dann die Vulkanite an erster Stelle die Bildung von Pegmatiten hätten verursachen müssen. Dies ist jedoch nicht der Fall; anstatt dessen haben die Verwitterungssedimente und vor allem die Schiefer die typischsten Adergneise zustande gebracht. Doch ist es selbstverständlich, dass je grösser der Zuschuss sein kann, umso mehr Pegmatite haben sich bilden können. Die Gesteine von Sörmland sind jedoch nicht einmal nach der Adergneisbildung an Alkalien gesättigt. Noch gibt es sowohl Al_2O_3 als auch SiO_2 in Überschuss, was auch BACKLUND gezeigt hat. Im Einklang mit BACKLUNDS Beweisführung hätte man gerade da, wo die me

sten pegmatitschlierigen Gesteine sich befinden, ein homogenes Granitisationsprodukt erwartet.

BACKLUNDS Erklärung für die homogene Ausbildung der Urgranite lautet: »Homogene Sedimente ergeben selbstverständlich homogene Granitisationsprodukte.« Wie sieht dann die Leptitformation aus, aus der die Urgranite sich durch metasomatische Umwandlungsprozesse gebildet haben sollten? Dank einer Reihe von Abhandlungen und Monographien kennen wir sie recht gut und wissen, dass der Wechsel zwischen verschiedenen Schichten sich ungemein rasch abspielt. Gewöhnlich finden wir die Tuffe vermischt mit Kalksteinen oder selber kalkführend. Wir finden Eisenerze verschiedener Art, von denen ein grosser Teil als Sediment gedeutet werden muss. Wir finden effusive Grünsteine sowie Verwitterungssedimente verschiedener Art (Schiefer, Grauwacken, Quarzite). Der Wechsel ist gewöhnlich so schnell, dass die Stratifikation der Formation sich innerhalb der Urgranite geltend machen müsste, wenn diese in BACKLUNDS Sinn Granitisationsprodukte wären. Etwas derartiges konnte nur in gewissen Teilen Upplands, bei den eigentlichen Intrusionsfronten, konstatiert werden. Von dem eigentlichen Bergslagen kennt man keine Beispiele dafür.

Wie auch BACKLUND hervorgehoben hat, beherrschen also die inhomogenen Sedimentfolgen die Leptitformation. Laut BACKLUND ist dies auch die Ursache für die grossen Variationen bei den Graniten. Es machte mir Vergnügen, mittels einer Reihe Niggli-Diagramme diese Variationen für die Urgranite innerhalb des eigentlichen Bergslagen veranzuschaulichen, da von diesem Gebiet eine genügende Anzahl Analysen in einer Reihe moderner Abhandlungen und Monographien veröffentlicht worden sind. Von den in grösseren Mengen auftretenden Urgraniten, die die Urgranitmassive hauptsächlich aufbauen, wurden mit spezieller Bezeichnung die quantitativ sehr untergeordneten feinkörnigen Randfaziesbildungen abgetrennt. In demselben Diagramm hat der Verf. auch vorhandene Analysen von zur Leptitformation gehörenden Gesteinen von derselben Gegend eingesetzt und sie in drei Gruppen getrennt: unumgewandelte Vulkanite, metasomatisch umgewandelte Vulkanite und Verwitterungssedimente, hauptsächlich Schiefer. Ausserdem wurden alle verfügbaren Analysen von spätsvionischen Graniten vom eigentlichen Bergslagen mitgenommen. Ausser früher veröffentlichten Analysen hat der Verf. einen Teil neuer Analysen von den Ljusnarsberg- und Grängesbergfeldern verwendet, ausgeführt zum Zweck zukünftiger Monographien über diese Felder.

Das Diagramm Fig. 2, mit *al* abgesetzt nach der Ordinate und *si* nach der Abszisse, zeigt eine ausserordentlich starke Zerstreung der ganzen Leptitformation, trotzdem die Karbonatgesteine und die Erze nicht

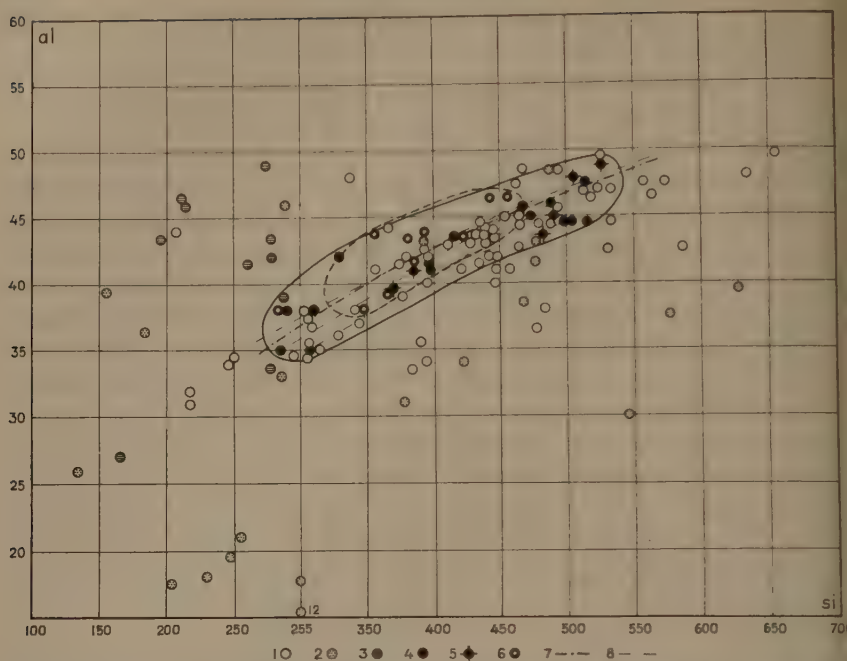


Fig. 2. Diagramm mit al nach der Ordinate und si nach der Abszisse (1 = Leptite, 2 = Metasomatisch umgewandelte Leptite, 3 = Schiefergesteine, 4 = Urgranite, 5 = Urgranitrandbildungen, 6 = Spätsvionische Granite, 7 = Die generelle Differentiationskurve der Urgranite, 8 = Spezielle Differentiationskurven der Urgranite in den Grängesberg, Ljusnarsberg, Falun und Norberg Gebieten).

mitgenommen worden sind. Auch wenn man die metasomatisch umgewandelten Hälleflintin und Leptite ausnimmt, konstatiert man eine bedeutend stärkere Verbreitung für die noch vorhandenen Laven und Tuffe als für die Urgranite, die sich innerhalb eines begrenzten Feldes ansammeln. Innerhalb desselben Feldes liegen auch die spätsvionischen Granite, wenn auch betreffs der si-Zahl mit bedeutend weniger Variationen. Die Hauptmasse dieser jüngeren Granite liegt zwischen den si-Zahlen 350 und 450, während die Urgranite zwischen 280 und 550 variieren. An die Urgranitserie knüpfen sich dann öfter recht zahlreich auftretende Grünsteine von Diorit- und Gabbrocharakter. Da die geologische Literatur nicht genügend viele Analysen über derartige Gesteine aufweist, können diese in dieser Darstellung nicht berücksichtigt werden. Auch die spätsvionischen Granite gehen lokal in mehr basische Typen über. Nur ein einziger von diesen ist analysiert worden, nämlich der Hyttsjögranit aus der Gegend der Långbar Grube, weshalb er auch ausserhalb der Area der normalen spätsvionischen Granite fällt. Auch Grünsteine treten lokal zusammen mit de

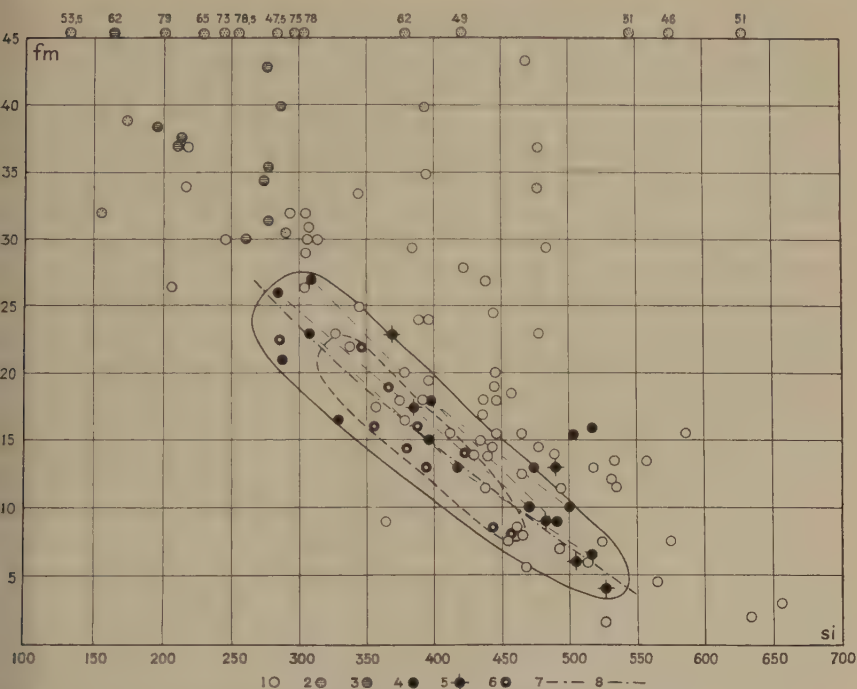


Fig. 3. Diagramm mit fm nach der Ordinate und si nach der Abszisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 2).

spätsvionischen Graniten auf, wie z. B. auf dem Kartenblatt Grängesberg. Für Bergslagen im ganzen spielen jedoch diese basischen Granite und Grünsteine keine grössere Rolle und können, da es sich um einen Diskussionsbeitrag in der Granitisationsfrage handelt, ausser Acht gelassen werden.

Das Einzeichnen einer die bekannten Urgranitpunkte verbindenden Zickzackkurve ist, wie aus dem Diagramm hervorgeht, unmöglich. Je mehr erhaltene Analysen, umso dichter füllen die al-Punkte das gegebene Feld aus. Der Verf. zieht deshalb vor, eine Mittelkurve gerade durch das Punktfeld zu ziehen und diese Kurve die generelle Differentiationskurve für die Urgranite von Bergslagen repräsentieren zu lassen. Auf dieselbe Art kann eine solche Kurve für die spätsvionischen Granite eingezeichnet werden. Für die einzelnen kleineren Gebiete können Differentiationskurven durch Verbindung der Punkte erhalten werden, wie der Verf. in einer anderen Arbeit (18) für die Urgranite innerhalb der Ljusnarsberg- und Grängesberg-Gebiete, sowie für die spätsvionischen Granite innerhalb derselben Gebiete gezeigt hat. Man kann also sagen, dass das Urgranitfeld von mehreren Differentiationskurven, die

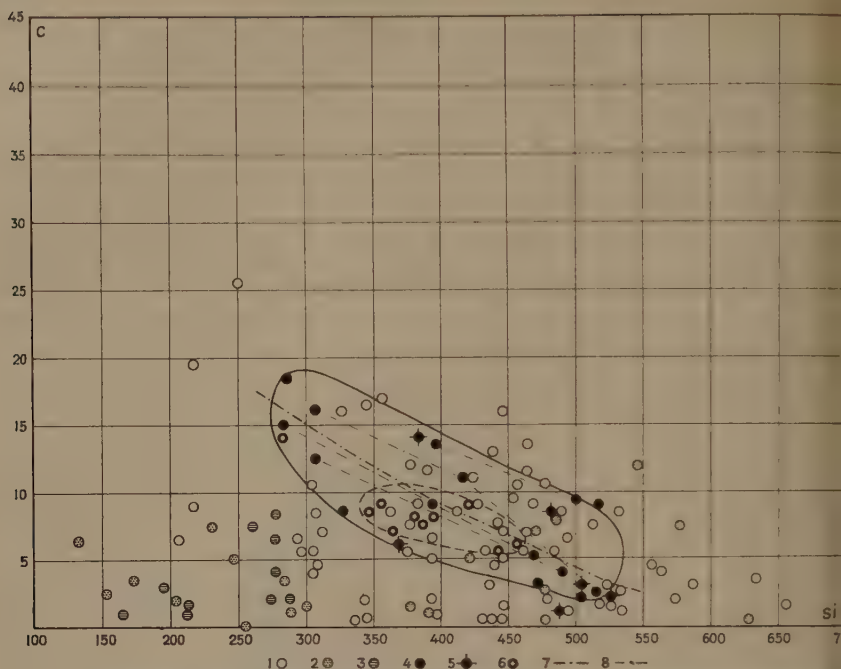


Fig. 4. Diagramm mit c nach der Ordinate und si nach der Abszisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 2).

im grossen und ganzen parallel zur generellen Differentiationskurve laufen, zusammengesetzt ist.

Das Diagramm Fig. 3, mit fm abgesetzt nach der Ordinate und si nach der Abszisse, zeigt auf dieselbe Art, wie die Urgranitpunkte innerhalb eines kleineren Gebietes konzentriert sind als die Punkte der Leptitformation, sowie auch wie die spätsvionischen Granite sich innerhalb eines noch begrenzteren Feldes mit relativ niedrigen fm -Zahlen sammeln. Ausserhalb des normalen Urgranitfeldes fallen nur eine von LINDROTH veröffentlichte Analyse von Vinterhöjden im nördlichen Teil von Örebro Län, sowie eine der Horrsjögranitanalysen von Filipstad Bergslag.

Das Diagramm Fig. 4, mit c abgesetzt nach der Ordinate und si nach der Abszisse, zeigt gleichfalls dieselbe Konzentration der Urgranitpunkte innerhalb eines engeren Feldes als die Punkte der Leptitformation. Die Punkte der spätsvionischen Granite fallen innerhalb eines noch engeren Feldes.

Das Diagramm Fig. 5, mit alk abgesetzt nach der Ordinate und si nach der Abszisse, weist dieselbe starke Zerstreung für die Gesteine der

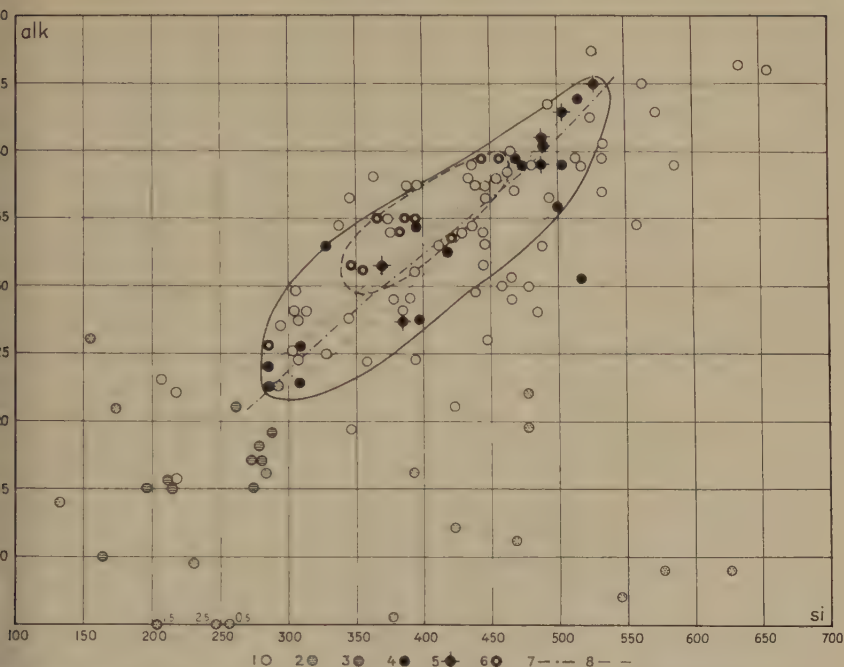


Fig. 5. Diagramm mit alk nach der Ordinate und si nach der Abszisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 2).

Leptitformation auf, ein mehr begrenztes Feld für die Urgranite und ein stark konzentriertes Feld für die spätsvionischen Granite. Die Granite von Ljusnarsberg, Grängesberg und Norberg liegen hier sämtlich sehr nahe der durch das Feld gezogenen generellen Differentiationslinie. Die Punkte der Falungranite liegen dagegen auf einer mit dieser parallelen niedrigeren Linie am unteren Rand des Feldes. Ausserhalb des normalen Urgranitfeldes fällt allein der eigentümliche Vinterhöjdgranit.

Wie bekannt ist, variieren die Laven und Tuffe auch sehr bedeutend in Bezug auf das Alkaliverhältnis. Dies wird durch Niggelis k-Zahl veranschaulicht. In dem Diagramm Fig. 6 hat der Verf. zur Veranschaulichung der Variationen im Alkaliverhältnis bei den drei Gesteinsgruppen die k-Zahl als Abszisse und die c-Zahl als Ordinate eingesetzt. Man findet dann für die Gesteine der Leptitformation eine sehr starke Zerstreung sowohl betreffs der k-Zahl als auch betreffs der c-Zahl. Hervorzuheben wäre — was auch schon mehrere andere Forscher betont haben — die starke Anhäufung von Punkten mit extrem niedrigen und extrem hohen k-Zahlen, dem reichlichen Auftreten von extremen Natron- und Kalileptiten entsprechend. Die durch Kartierung gewonne-

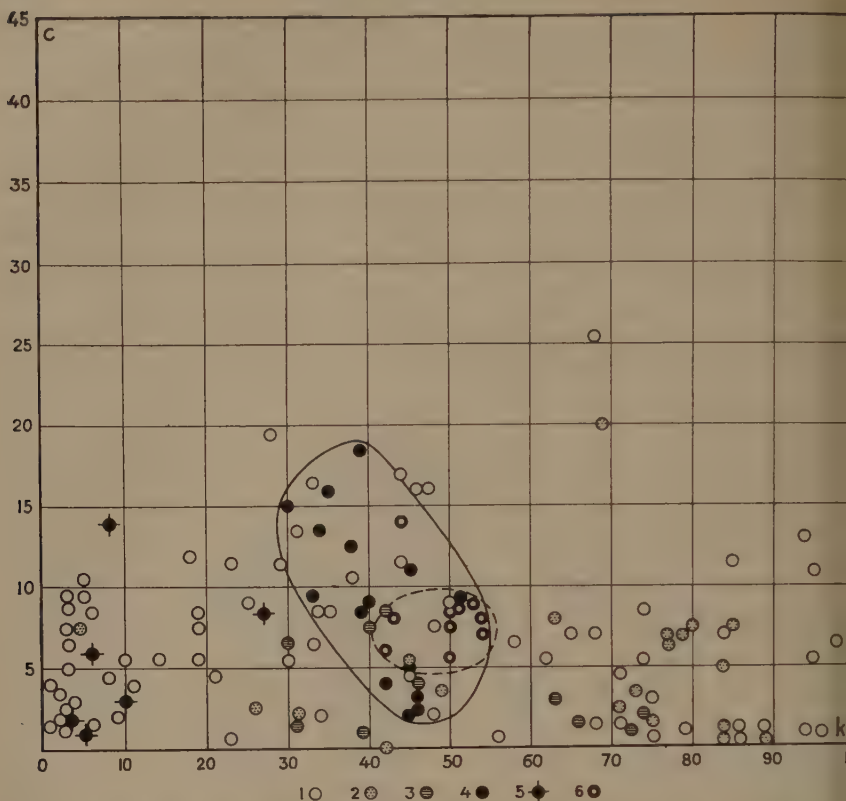


Fig. 6. Diagramm mit c nach der Ordinate und k nach der Abszisse (1 = Leptite, 2 = Metasomatisch umgewandelte Leptite, 3 = Schiefergesteine, 4 = Urgranite, 5 = Urgranitrandbildungen, 6 = Spätsivonische Granite).

nen Erfahrungen scheinen alle dafür zu sprechen, dass diese extreme Gesteine über die intermediären Leptite innerhalb des eigentlichen Berglagen dominieren. Hervorzuheben ist auch das reichliche Auftreten von CaO -armen alkalinen Leptiten. Setzt man die Urgranitanalysen in dieses Diagramm ein und trennt man die Randfaziesbildungen als eine Gruppe für sich ab, so findet man, dass die Urgranite sich innerhalb eines sehr begrenzten Gebietes, mit der k -Zahl zwischen 30 und 55 variierend, sammeln. Betreffs der c -Zahl liegt der Durchschnitt bedeutend höher als für die Gesteine der Leptitformation. Niedrigere c -Zahlen als 30 weisen nur die Randfaziesbildungen auf, sowie der Silveknutgranophyr im Grythyttefeld, der wahrscheinlich als eine Randfaziesbildung zu betrachten ist, auch wenn er als eine Intrusion für sich allein auftritt. Er hat deshalb in allen Diagrammen dieselbe Bezeichnung.

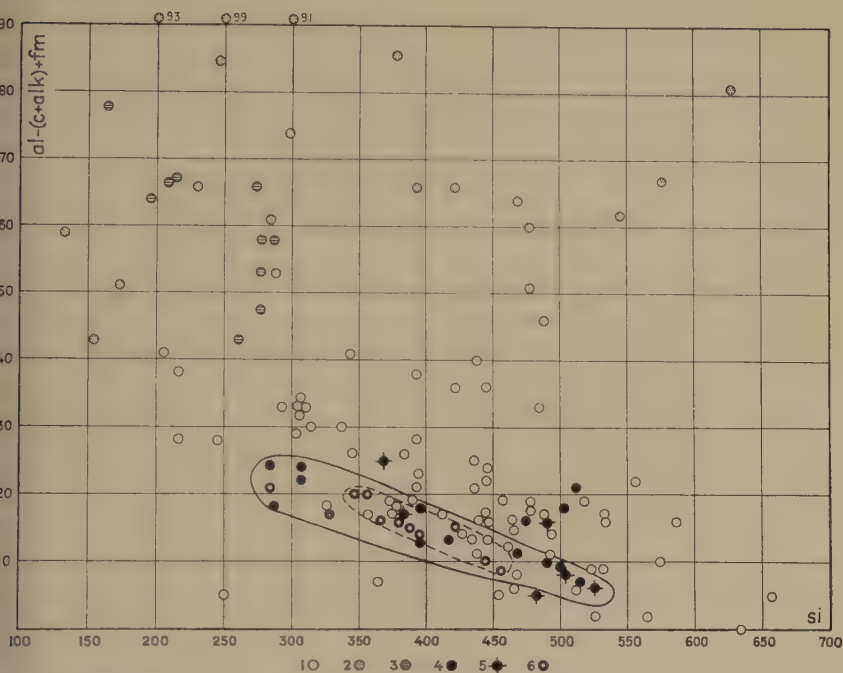


Fig. 7. Diagramm mit $al-(c+alk)+fm$ nach der Ordinate und si nach der Abszisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 6).

erhalten wie die Randfaziesbildungen. Die jüngeren Granite sammeln sich in diesem Diagramm zu einem sehr begrenzten Feld mit der k -Zahl variierend zwischen 42 und 54 und der c -Zahl zwischen 5 und 8.

Da laut BACKLUND die Granite vor allem aus Sedimenten entstanden sind, hat der Verf. noch ein Diagramm, Fig. 7, zusammengestellt mit der si -Zahl längs der Abszisse und $al-(c+alk)+fm$ längs der Ordinate. Die Verwitterungssedimente unterscheiden sich von den pyroklastischen Sedimenten und den Laven vor allem durch hohe $al-(c+alk)$ -Werte sowie durch hohe fm -Zahl. Es ist natürlich von größter Bedeutung, zu sehen, wie diese zusammenwirken, um die Punkte zu zerstreuen. Man findet, dass die Schiefer und die metasomatischen Umwandlungsprodukte aus Hälleflinten und Leptiten durchweg hohe Werte an der Ordinate haben, die normalen Leptite dagegen durchweg niedrigere. Als Zwischentypen stehen schieferartige Leptite und Hälleflinten sowie Gesteine, die wegen einer relativ schwachen Umwandlung nicht als umgewandelte angenommen worden sind. Letzteres gilt vor allem für etliche ältere Analysen. Das Diagramm zeigt, dass die Punkte der Urgranite innerhalb eines gut begrenzten Gebietes fallen und dass

die spätsvionischen Granite innerhalb eines noch kleineren Gebietes, wo die Punkte sehr dicht stehen, fallen. Für beide gilt, dass $al + (c + + alk) + fm$ mit wachsender si -Zahl allmählich sinkt. Ausserhalb des normalen Urgranitfeldes fallen in diesem Diagramm einige Randfaziesbildungen, der Vinterhöjdgranit sowie der Horrsjögranit.

Alle diese Diagramme veranschaulichen auf eine ausgezeichnete Art und Weise die allgemeine Erfahrung, die uns die petrographischen Untersuchungen schon gegeben haben:

dass die Gesteine der Leptitformation in der chemischen Zusammensetzung starke Variationen aufweisen, was auch natürlich ist, da es sich um eine so komplexe Bildung wie diese Suprakuformation handelt;

dass die Urgranite innerhalb bedeutend engerer Grenzen variieren, sowie dass die spätsvionischen Granite im Vergleich mit den vorhergehenden eine sehr bestimmte chemische Zusammensetzung mit nur kleinen Variationen aufweisen.

Jeder Versuch einer Erklärung über die Genesis der Granite muss Rücksicht nehmen auf die durch diese Diagramme veranschaulichten chemischen Eigenschaften, die die drei Gesteinsgruppen charakterisieren.

In dem vorigen Aufsatz über die Granitisationsfrage hob der Verf. hervor, dass er selbst, P. GEIJER (9) und S. HJELMQVIST (11) innerhalb verschiedener Gebiete gefunden haben, dass im grossen gesehen ein gewisser chemischer Zusammenhang besteht zwischen den Gesteinen der Leptitformation und den Urgraniten innerhalb jeden — nicht allzu kleinen — Teiles von Bergslagen, und BACKLUND hat für Uppland dasselbe dargelegt. Dies gilt eigentlich nur für die innerhalb eines jeden Gebietes dominierenden Lava- und Tuffgesteine. Noch können jedoch in dieser Hinsicht nur die Hauptzüge wahrgenommen werden. Weitere Feldarbeiten und chemische Analysen werden benötigt, bevor man mit Sicherheit feststellen kann, wie nahe dieser Zusammenhang ist. Die Diagramme Fig. 8 zeigen, wie sowohl die Leptite als auch die Urgranite von Filipstads Bergslag und dem Grythyttfeld alkalisch sind, während andererseits die Leptite und Urgranite von Ljusnarsberg und Grängesberg in der Regel bedeutend CaO -reicher sind.

Sei es dass dieser Zusammenhang nur im grossen existiert oder im kleinen weiter verfolgt werden kann, so haben wir vier Möglichkeiten, ihn zu erklären:

Die erste Möglichkeit ist die von mir früher veröffentlichte — der sich GEIJER später auch angeschlossen hat —, nämlich dass wir die grosse Eruptivgesteinsprovinz, von der hier die Rede ist, in kleinere Gebiete mit mehr ausgesprochenem Zusammenhang zwischen den Oberflächengesteinen und den Graniten einteilen können. Die letzteren wären als

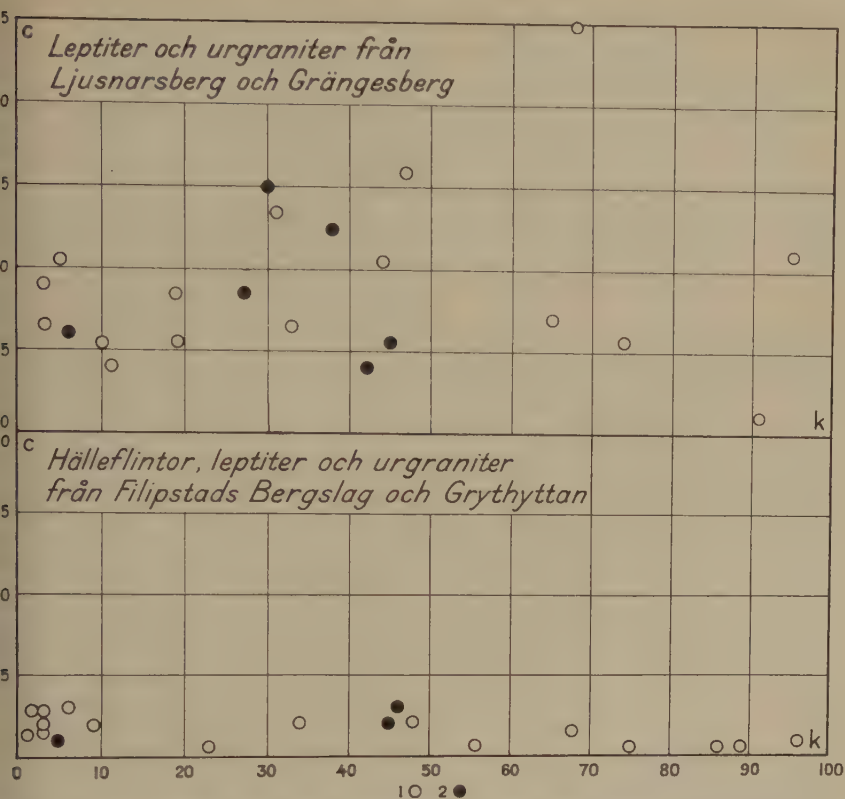


Fig. 8. Diagramm mit *c* nach der Ordinate und *k* nach der Abszisse (1 = Leptite, 2 = Urgranite). Oben Ljusnarsberg und Grängesberg, unten Filipstad und Grythyttan.

Tiefenfazies der Oberflächengesteine aufzufassen; diese Ansicht ist auch von SUNDIUS (21) ausgesprochen worden in seiner bedeutungsvollen Arbeit: Om några frågor rörande våra arkäiska intrusivformationer i norra och södra Sverige (Über einige Fragen betreffs unserer archaischen Intrusivformationen in Mittel- und Südschweden).

Die zweite Möglichkeit ist, dass die Magmen bei ihrem Hervordringen das Vermögen besessen haben, in so grossem Umfang Material aus dem durchsetzten Komplex selber zu assimilieren, dass sie modifiziert wurden und eine mit diesem verwandte chemische Zusammensetzung erhielten.

Die dritte Möglichkeit ist, dass die Magmen Aufschmelzungsprodukte von den tieferen Teilen der anstehenden Leptitformation ausmachen; dies bedingt tiefgehende Wurzeln von gleichartigem Material wie dasjenige, in welches die Granite nachher eingedrungen und dicht daran

erstarrt sind. Diese Erklärung wird in wesentlichem Grad beeinflusst davon, ob der Zusammenhang nur im grossen oder auch im Einzelnen nachgewiesen werden kann.

Die vierte Möglichkeit ist die von BACKLUND angeführte, nämlich dass die Granite keine Magmen sind, sondern *in situ* aus den suprakrustalen Gesteinen durch einen Granitisationsprozess gebildet wurden. Die Granitbildung hatte demnach im wesentlichen in einem festen Gestein durch Reaktion zwischen diesem und eindringenden Emanationen stattgefunden. Der Prozess ist also als ein metasomatischer zu bezeichnen.

Der vierten Möglichkeit gegenüber hat der Verf. eine Reihe Feldbeobachtungen angeführt, und die Diagramme zeigen, dass die Urgranite, trotz der Variationen, die bestimmten Gesetzen folgen, eine so gut definierte chemische Zusammensetzung besitzen, dass das zugeführte Material über das granitisierte hat dominieren müssen, oder dass durch die Lösungen beim Granitisationsprozess Material in solchen Mengen zugeführt und weggeführt wurde, dass das Endprodukt in jedem einzelnen Fall die Zusammensetzung und die Eigenschaften eines Urgranits erhalten hat. In Anbetracht der Verschiedenheit des Ausgangsmaterials in verschiedenen Fällen setzt dies voraus, dass die Lösungen, die die Granitisation verursachten, selber schon granitische — ja man kann beinahe sagen urgranitische — Zusammensetzung besaßen. Wird man zu einer derartigen Annahme gezwungen, hat man sich schon weit entfernt von BACKLUNDS Granitisationstheorie und nähert sich der Assimilationstheorie.

Im vorigen Aufsatz hat der Verf. vom nördlichen Uppland gezeigt, dass die Urgranite oft in grossem Umfang brekzieren, zur Leptitformation gehörende Gesteine in sich aufnehmen und assimilieren konnten, wobei die Zusammensetzung der Urgranite natürlich mehr oder weniger stark modifiziert wurde, wenn auch in geringerem Umfang als man erwartet hätte, wahrscheinlich weil das aufgenommene Material sich auf grosse Magmamassen rasch verteilen konnte. In Herräng konnte der Verf. ausserdem dartun, dass das Magma längs der Intrusionsfront in grosser Ausdehnung die Leptitformation durchsaftete und dass diese Durchsaftung der erste Schritt war in der Richtung nach einer Aufnahme, einer Assimilation der Gesteine dieser Formation im Magma. Die Urgranite innerhalb Upplands, wo eine derartige Assimilation viel gewöhnlicher ist als innerhalb des eigentlichen Bergslagen, zeigen auch bedeutend grössere Zerstreuung der Analysenpunkte (siehe Fig. 9) als die Diagramme 2—7 für die westlicheren Urgranite aufweisen. In welchem Umfang diese stärkere Zerstreuung auf assimiliertem Material beruhen kann, ist noch unmöglich auszusagen, ehe weitere Untersuchungen zur

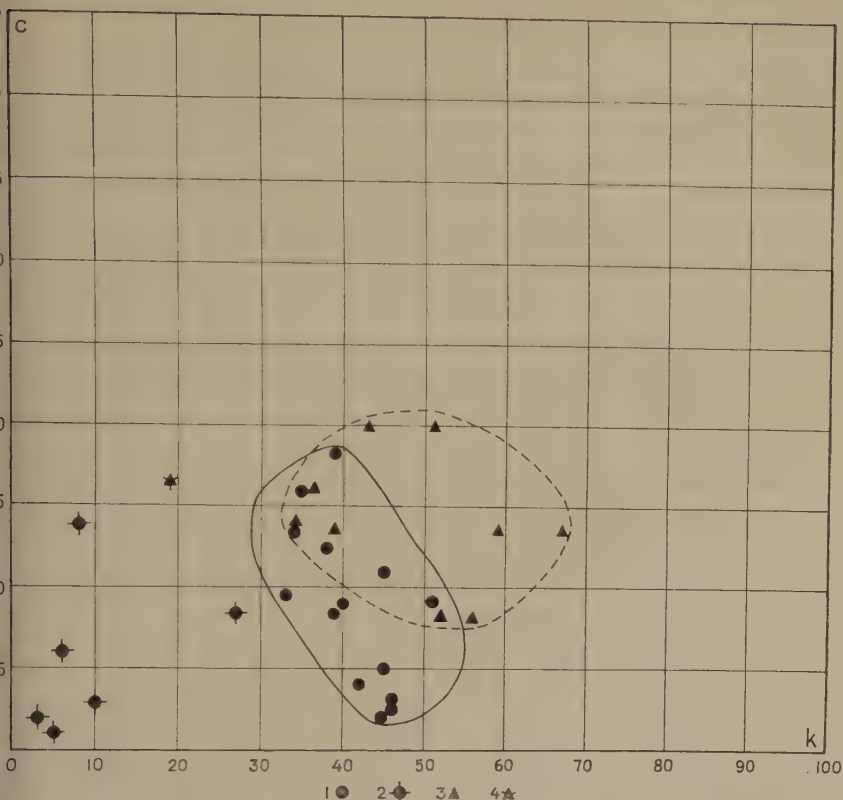


Fig. 9. Diagramm mit c nach der Ordinate und k nach der Abszisse (1 = Urgranite aus dem eigentlichen Bergslagen, 2 = Urgranitrandbildungen aus demselben Gebiet, 3 = Granite aus Uppland, 4 = Durch Assimilation von Natronleptit veränderter Urgranit aus Herräng).

lösung dieser Frage ausgeführt worden sind. Die stärkere Zerstreuung kann auch auf dem Eintreten neuer Gesteinsgruppen, die im eigentlichen Bergslagen nicht vorkommen, beruhen. Dass die Granite lokal stark modifiziert werden können, geht aus den Untersuchungen des Verf. in Herräng hervor. An einem Granit von der Durchsaftungszone wurde eine Analyse ausgeführt. Diese fällt, wie Fig. 9 zeigt, ganz ausserhalb des gewöhnlichen Variationsgebietes der Urgranite innerhalb des k-c-Diagrammes. Der Grund liegt darin, dass sie zufolge Assimilation von Natronleptit einen unnorm hohen Natrongehalt erhalten hat. Auch im eigentlichen Bergslagen können die Urgranite natürlich durch Assimilation von Material lokal beeinflusst worden sein. Für die Hauptsteine kann dies jedoch nur in geringem Umfang der Fall gewesen sein, nur ein Zusammenhang im grossen und nicht im einzelnen nachweis-

bar ist. Nur innerhalb zweier Gebiete, nämlich der Gegend W von Vinterhöjden auf dem Kartenblatt Nya Kopparberget sowie der von S. HJELMQVIST näher beschriebenen Larsboserie auf dem östlichen Teil des Kartenblattes Smedjebacken scheint eine reichlichere Assimilation von suprakrustalem Material stattgefunden zu haben, die die Granite beeinflusst haben kann. Die starke Variation, welche die Gesteine der Leptitformation laut der Diagramme aufweisen — im Unterschied zu den Urgraniten — zeigt zur Genüge, dass die Assimilation nur Abweichungen und Ungleichmässigkeiten in den Differentiationskurven verursachen konnte, dass sie aber die Gesteine nicht ganz prägen konnte. Das assimilierte Material muss demgemäss der eigenen Masse des Granitmagmas gegenüber untergeordnet sein.

Nur für die abweichenden natronreichen Randfaziesbildungen könnte man — wie S. HJELMQVIST es für die zuerst von I. HÖGBOM (14) beschriebenen natronreichen Randfaziesbildungen östlich von dem Grubenfeld Nyberg tat — eine Assimilation von Natronleptit vindizieren. Dagegen spricht, wie der Verf. in seinem vorigen Aufsatz hervorgehoben hat, die Tatsache, dass derartige natronreiche Randfazies auch an kalixtrem Leptite grenzend auftreten. Es scheint deshalb, als ob auch diese natronreichen Randfazies als Differentiationsprodukte im Urgranitmagma aufzufassen wären.

Die obige Zusammenstellung zeigt, warum der Verf. auch die Assimilation ablehnt als generelle Erklärung für den Zusammenhang zwischen den Urgraniten und den Gesteinen der Leptitformation innerhalb desselben Teiles von Bergslagen, den man gegenwärtig eher abgrenzen als deutlich darlegen kann. Es ist nun die Frage, ob die Aufschmelzungstheorie grössere Möglichkeiten in sich birgt, diesen Zusammenhang zu erklären. Sollte der Zusammenhang innerhalb eines Gebietes sich ins einzelne erstrecken, so würde diese Theorie beinahe eine Aufschmelzung an Ort und Stelle benötigen. Ist der Zusammenhang so wie der Verf. ihn sich im grossen gedacht hat, und sind die Gesteinsglieder der Leptitformation stark aufgerichtet und tiefgehend, so kann die Aufschmelzung in recht grossem Abstand von den Stellen, wo die Granite jetzt sitzen, stattgefunden haben. Nach allem zu beurteilen ist dies der Weg, den S. HJELMQVIST (11) eingeschlagen hat, um die Granite der Larsboserie und die Urgranite überhaupt innerhalb des Kartenblattes Smedjebacken zu erklären, auch wenn er sich dazu ausserdem der Assimilationstheorie bedient, um die Abweichungen in der chemischen Zusammensetzung zu erläutern. Gleichzeitig damit scheint er annehmen zu wollen, dass die Aufschmelzung näher bei der Intrusionsstelle innerhalb der Larsboserie stattgefunden hat als weiter westlich. Dagegen lehnt er für sein Gebiet den Gedanken, dass die

urgranite die entsprechenden Tiefengesteine der Leptite wären, vollständig ab.

Wie aus diesem und dem vorigen Aufsatz über die Granitisationsfrage hervorgeht, erachtet der Verf., dass die Granite von Anfang an entstanden durch »differential anatexis« in der palingenen Zone, von der die Adergneise einen Teil ausmachen, eine Art Übergangszone zwischen der eigentlichen Aufschmelzungszone darunter und der Zone mit Intrusion von homogenen Magmen darüber. Das Problem, das dadurch entsteht und das besonders durch S. HJELMQVISTS Resultate auf dem Kartenblatt Smedjebacken aktuell wurde, ist, wo in dieser Zoneneinteilung die Urgranite zu placieren sind. Die eingehenden Untersuchungen, die an verschiedenen Orten innerhalb des eigentlichen Bergslagen ausgeführt worden sind, weisen mit aller Deutlichkeit darauf hin, dass die Urgranite homogene Magmen ausmachten, welche die Leptitformation intrudierten. Sie sind keine Migmatite im eigentlichen Sinne des Wortes, auch da nicht, wo sie lokal durch Brekzierung und Assimilation von Material mit fremden Bestandteilen hätten vermischt werden können. Der Schnitt, den wir vom Urgranitleptitkomplex im eigentlichen Bergslagen sehen, gehört also zur eigentlichen Intrusionszone, auch wenn vielleicht B. innerhalb der Larsboserie die Migmatitzone — wie HJELMQVIST vermutet — hier und dort sehr nahe heran kommen kann.

Die Diagramme Fig. 2—7 zeigen uns nun, dass wenn die Urgranite aus den Gesteinen der Leptitformation durch Aufschmelzung entstanden sind, so mussten sie, bevor sie höher gelegene Teile derselben Leptitformation intrudierten, sich verändert haben und homogenisiert worden sein. Nicht alles geschmolzene Material konnte in das endgültige Granitmagma, das hinaufdrang, eingehen. Je enger der Zusammenhang zwischen Urgraniten und umgebenden Leptiten ist, umso näher muss auch die Aufschmelzung liegen und umso heikler wird es, den Homogenisierungsprozess, der die Granitmagmen schuf, zu erklären. Ausserdem darf nicht vergessen werden, dass die Leptitformation ganz bestimmt nicht die erste Formation ist, die in diesen Gegenden existierte. Da die Leptitformation eine suprakrustale Formation ist, muss sie einen Boden besitzen haben; die Gesteine dieses Bodens müssen vereint mit den unteren Teilen der Leptitformation geschmolzen worden sein und Material von diesem Boden muss deshalb in die Urgranite eingehen. Je grösser der Abstand ist zwischen dem Platz von der Schmelzung und dem von der Intrusion, umso schwieriger zu erklären ist der Zusammenhang, da umdes Material in immer grösserem Umfang in das endgültige Magma eingegangen sein muss. Je kleiner der Abstand ist zwischen dem Platz von der Schmelzung und dem von der Intrusion, umso schwieriger zu erklären sind der Homogenisierungsprozess und das selbständige Auf-

treten, das die Urgranite aufweisen. Dazu kommt, besonders im letzteren Fall, die Schwierigkeit zu erklären, warum die Intrusionen nicht in grösserem Umfang die älteren Strukturen schneiden, sondern hauptsächlich als schichtenähnliche oder lakkolithische Körper im suprakrustalen Komplex auftreten. Dies gilt vor allem für die westlichen Teile von Bergslagen; gegen Osten brekziieren die in grösseren Mengen auftretenden Urgranite in grossem Umfang und die Leptitformation tritt oft als Bruchstücke in den Urgraniten auf. Die spätskvionische Adergneisbildung, die im südwestlichen Finnland und an den Sörmlandgneisen so besonders gut studiert werden kann, besitzt in den Urgranitgebieten kein Gegenstück. Dies scheint mir auch dagegen zu sprechen, dass der Abstand zwischen den Urgraniten und deren palingenen Zone gering gewesen sein soll.

Die Schwierigkeiten, sonst die homogene Zusammensetzung der verschiedenen Urgranitkörper, sowie das selbständige intrusive Auftreten dieser zu erklären, ferner die Abwesenheit der für die spätskvionische palingene Zone charakteristischen Züge scheinen meines Erachtens bestimmt für einen grossen Abstand zwischen den Urgraniten und ihrer palingenen Zone zu sprechen. Mit diesem grossen Abstand erhalten die Granite mehr fremdes Material, und grosse Schwierigkeiten erheben sich, den konstatierten Zusammenhang zu erklären, ohne deshalb annehmen zu müssen, dass die Oberflächengesteine, also die Hälleflinte und Leptite, von derselben Quelle wie die Urgranite herkommen.

Somit sind wir bei der *ersten Möglichkeit* angelangt, dass nämlich innerhalb der grossen Eruptivgesteinsprovinz, die Bergslagen ausmacht, kleinere Gebiete unterschieden werden können, wo der Zusammenhang inniger ist, da die Leptite und Urgranite von derselben Magmaquelle herrührten, dass demnach die Urgranite die Tiefenfazies der Leptithälleflintgesteine sind. Allein das Auftreten von Laven und Tuffe stark wechselnder Zusammensetzung erfordert das Vorhandensein von Magmaherden, wo die Differentiation vorsichgehen konnte. Um ausserhalb Bergslagen zu gehen, können wir Beweise holen von einem äusserst genau untersuchten Gebiet, wie dem von E. GRIP (10) beschriebene Arvidsjaur-Gebiet. Wir finden dort eine Serie aufeinander gelagerte Laven, wechselnd von Ryolithen zu Basalten, die alle zu einer vulkanischen Serie zusammengehören. Eine derartige Differentiation ist natürlich unmöglich ohne einen Magmaherd, in dem die Differentiation unter gesetzmässiger sukzessiver Veränderung des Magmas fortschreiten konnte.

Auch innerhalb der Leptitformation finden wir Laven und Tuffe wechselnder Zusammensetzung, Ryolithen, Daziten und Andesiten sowie Basaltgesteine von oft spilitischem Charakter. Die vorherrschende

volithen sind ihrerseits eingeteilt in Typen, die von extremen Natron- und extremen Kalileptiten variieren. P. GEIJER, der in seiner Monographie über Norberg (9) den chemischen Bau der Leptitformation ausführlich behandelt hat, hebt hervor, dass man, abgesehen von den Natronleptiten, in jüngeren Eruptivserien vollständige Gegenstücke zu den Laven und Tuffen der Leptitformation findet. Die Natronleptite allein fehlen in dem Umfang ihres Vorhandenseins in der Leptitformation innerhalb jüngerer Serien eines Gegenstückes zu entbehren und bilden mit GEIJERS Hinweis das bemerkenswerteste Kennzeichen der Leptitformation.

Dass die Urgranite so oft natronreiche bis natronextreme Randfaziesbildungen aufweisen, deutet ja indessen darauf hin, dass eine Differentiation in derartiger Richtung stattfinden kann und auch wirklich stattgefunden hat in den den Leptiten entsprechenden Tiefenesteeinen. Dieser Vergleich hat jedoch einen Zweck nur wenn man die Urgranite und Leptite in Übereinstimmung mit der ersten Möglichkeit genetisch zusammengehörig betrachtet. Der Verf. will hier auf eine Diskussion über die Natronleptite vom genetischen Gesichtspunkt aus nicht näher eingehen, sondern nur hervorheben, dass nach seiner Meinung das Auftreten von natronreichen Randfazies eine Indikation dafür ist, dass eine Differentiation in derartiger Richtung in den Tiefenmagmen stattfinden konnte. Die Einteilung, die die Urgranite zeigen, entspricht jedoch, wie die Diagramme veranschaulichen, der starken Aufteilung innerhalb der Laven und Tuffe der Leptitformation keineswegs. Wenn die Urgranite mit den Leptiten genetisch zusammengehören, können die Urgranitmagmen kaum die Magmen gewesen sein, von denen die Leptite direkt gekommen sind.

Die starke Aufteilung der Leptite in chemisch extreme Typen scheint mir darauf zu deuten, dass eine Aufteilung innerhalb der sicherlich kompliziert gebauten oberen, an Gasen angereicherten Teile der Magmaassins stattgefunden hat, in denen die Differentiation im Zusammenhang mit der Gasanreicherung vorsichging. Der Verf. möchte hier daran erinnern, wie er angrenzend an den spätsvionischen Malingsbogrinit innerhalb Ljusnarsberg eine äussere Zone gefunden hat mit Natronanreicherung und eine innere mit Kalimetasomatose, sowie dass man im Zusammenhang mit den palingenen Phänomenen eigentümliche Aufteilungen erhalten kann, die bei einer normalen Differentiation in einem Magma als unmöglich angesehen werden können. Die Urgranite könnten dann die im Zusammenhang mit den vulkanischen Ausbrüchen entstandenen Teile ausmachen, die auf Grund des geringen Gasdruckes nicht das Vermögen besaßen, zur Erdoberfläche hinaufzudringen, sondern tiefer unten fixiert wurden, oft jedoch schon in einem frühen Stadium

in den Vulkanwurzeln selber. Von derartigen frühen subvulkanischen Intrusionen existieren sicher alle Übergänge bis zu den mächtigen, in grossem Umfang brekzierenden und assimilierenden Urgraniten in den östlichen Teilen von Mittelschweden, besonders Uppland und Gästrikland.

GEIJER (9) hat in seiner hervorragenden Behandlung von den Eruptivserien der Leptite und Urgranite hervorgehoben, dass die Ausbildung eines verhältnismässig niedrig temperierten Magmas mit einem wesentlichen Gehalt an stark temperatursenkenden Stoffen Möglichkeiten zu eröffnen scheint für eine allgemeine Erklärung des Vorkommens von Albit-Quarzgesteinen sowohl unter den Leptiten als auch unter den Urgraniten. Der Verf. möchte hinzufügen, dass dies überhaupt der einzige mögliche Weg zu sein scheint, die starke Variation innerhalb der Leptitformation betreffs der Alkalien zu erklären. Wo natronreiche Randfazies innerhalb der Urgranite auftreten, müssen diese noch einen gewissen genügenden Gasgehalt besessen haben. Vielleicht ist auch durch die Trennung des Leptitmaterials die in chemischer Hinsicht relativ enge Begrenzung, die die Urgranitmagmen zeigen, zustande gekommen.

Die homogene Ausbildung oder richtiger gesagt die Variation innerhalb enger Grenzen, die die Urgranite von chemischem Standpunkt aus besitzen, wenn man sie mit den Gesteinen der Leptitformation vergleicht, scheint demnach nicht nur gegen die Granitisationstheorie zu sprechen, sondern auch gegen die Assimilations- und Aufschmelzungstheorien. Allgemeine Erklärungen für den Zusammenhang, der von mehreren Forschern zwischen den Urgraniten und den umgebenden vulkanischen Gesteinen der Leptitformation nachgewiesen worden ist. Anstatt dessen scheint die von SUNDIUS, GEIJER und dem Verf. angenommene Ansicht, dass die Urgranite die Tiefenfazies der Leptite ausmachen, den beobachteten Tatsachen am besten zu entsprechen, doch mit dem Zusatz, dass in gewissen Fällen Aufschmelzung, Assimilation und — wenn man will — Granitisation untergeordnete Rollen spielten und lokal das Resultat beeinflussen konnten. Als Granitisation könnte man dann die Fälle bezeichnen, wo die Magmen wie in Herräng in emanationsartigen Lösungen übergingen, die den Gesteinkomplex durchsäfteten. Vielleicht wird es sich zeigen, dass diese Intrusionsart allgemeiner ist als wir jetzt gewöhnlich annehmen. Von dort und bis zu einer generellen Annahme der Durchsäftung als dem für die Granitintrusionen Normalen ist aber der Schritt sehr gross.

Ein ganz anderes Bild erhält man, wie früher hervorgehoben wurde, von den spätsivonischen Intrusionen und Adergneisbildungen. Letztere sind von mir beschrieben worden als Gesteine verschiedenen Ursprungs, die durch aufsteigende granitische Emanationen umgewandelt wurde

Die spätsvionischen Granite sind derartiges Material, das sozusagen in einer zerstreuten Truppe durch die Gneise ging, um sich nachher zu sammeln und den Gesteinskomplex in der darüberliegenden Intrusionszone zu durchsetzen. Bei dieser Ansammlung durchläuft das Material einen Homogenisierungsprozess. Die spätsvionischen Granite innerhalb des eigentlichen Bergslagen wechseln innerhalb noch engerer Grenzen als die Urgranite, wie schon angeführt worden ist und wie Fig. 2—7 zeigen. Stellen wir ihre Gegenstücke innerhalb der Sörmlandgneise und der angrenzenden Gebiete zusammen, so finden wir bedeutend stärkere Zerreißung der Punkte, wie die Diagramme 10 und 11 zeigen. Diese Diagramme zeigen deutlich, in welcher Richtung die Homogenisierung fortgeschritten ist, je nachdem das Material sich losgelöst hatte oder — wenn man mit BACKLUND zu reden — mobilisiert worden war. Ich zweifle nicht daran, dass auch die Urgranite von einer derartigen »palingenen« Zone kommen, die sie als homogene Magmen verliessen. Diese Zone ist jedoch für die Urgranite nicht blossgelegt. Wir kennen sie nicht, aber die Idee von dem petrographischen Kreislauf verlangt, dass sie einmal existiert hat.

Zur Erklärung der besonders in Bergslagen gewöhnlichen scharfen Grenzen zwischen den Urgraniten und umgebenden Gesteinen sowie der, hauptsächlich in den östlichen Teilen Mittelschwedens gewöhnlichen reaktivbrekzien und der Gänge, die man überall als von den Urgranitkontakten ausgehend beobachten kann, denkt sich BACKLUND eine in Folge der Volumenvermehrung stattfindende Mobilisation, eine »Reo-morphose« der Granitisationsprodukte. Die Mobilisation führt nämlich zu »Fließbewegungen, Differentialbewegungen, Fließfaltungen, Durchdringungen, Intrusionen in Richtung des geringeren Widerstandes.« Es ist von Wert, dass BACKLUND jetzt schärfer als zuvor die Bedeutung der Mobilisation betont. Diese Mobilisation bedeutet seiner Ansicht nach die Kulmination der metasomatischen Umwandlung, und die scharfen Grenzen werden im Zusammenhang damit ausgebildet. Wenn ich BACKLUND recht verstanden habe, bedeutet dies, dass die Grenzen durch die Mobilisation intrusiven Charakter erhalten haben, dass aber der Granit durch eine Ansammlung von Emanationsmaterial in einem für geeigneten Sediment, das durch Volumenvermehrung seine Grenzen erweitert hatte, gebildet wurde. Eine eigentliche Versetzung der auf diese Art gebildeten Granitmasse scheint BACKLUND nicht zuzustimmen, denn wenn er dies täte, würde es sich um Intrusionen der älteren, in ihm verworfenen Auffassung handeln.

Rein theoretisch will ich die Möglichkeit einer Granitbildung BACKLUNDScher Art nicht verneinen. Doch möchte ich hervorheben, dass in diesem Fall das Emanationsmaterial die Möglichkeit gehabt haben

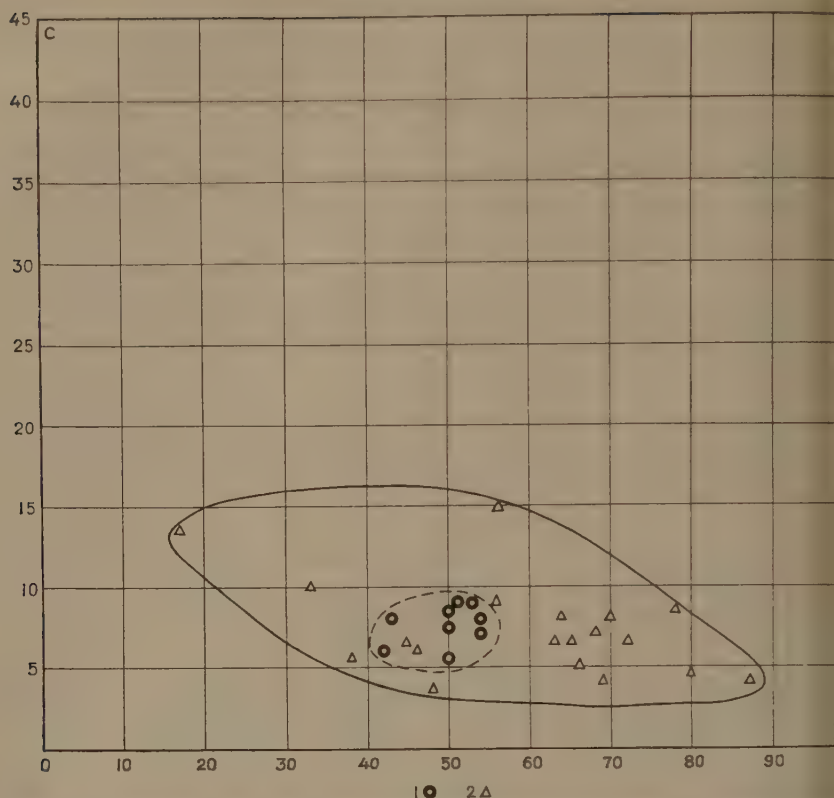


Fig. 10. Diagramm mit c nach der Ordinate und k nach der Abszisse (1 = Spätsvionische Granite aus dem eigentlichen Bergslagen, 2 = Spätsvionische Granite aus Sörmland und Närke).

muss, das Sediment so gut wie vollständig aufzulösen und ein Produkt zu schaffen, das die Eigenschaften einer Schmelze gehabt hat. Nur auf diese Art können die scharfen Grenzen und die Intrusionen erklärt werden. Nur auf diese Art können die feinkörnige Randfazies mit porphyrischer und granophyrischer Struktur erklärt werden. Nur auf diese Art kann die gegenseitige Kristallisationsfolge der Minerale, die die gut erhaltenen, nicht umgewandelten Granite zeigen, erklärt werden. Nur auf diese Art können die homogene Ausbildung und die engen Variationsgrenzen erklärt werden.

Wenn durch reichliche Zufuhr von Emanationsmaterial zu den Sedimenten auf diese Art wirkliche Schmelzen entstanden sind, erhebt sich die Frage, ob sie nicht im Zusammenhang mit der intensiven Faltung weit weg versetzt werden und weit entfernt von ihrem Entstehungsort intrudieren konnten. BACKLUNDS starkes Hervorheben der Mobilität

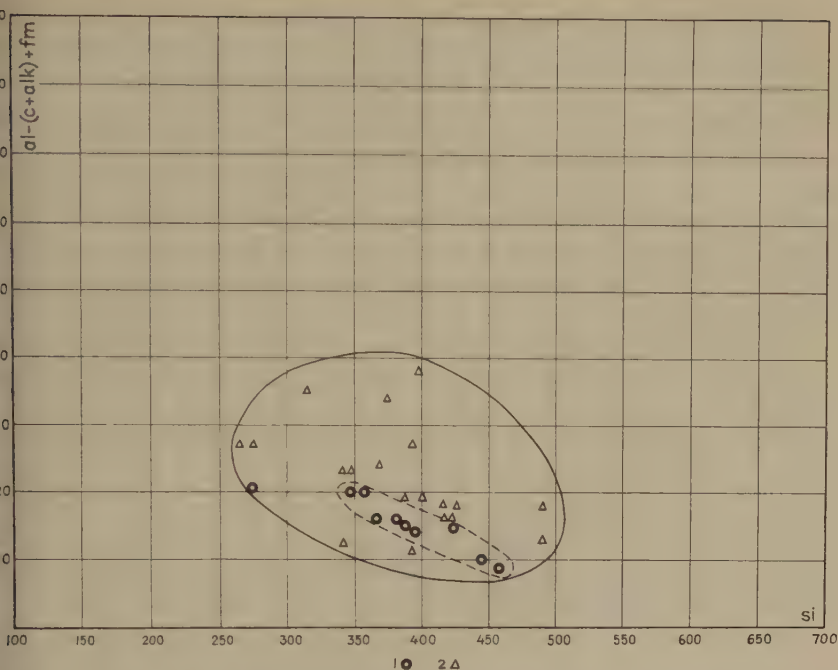


Fig. 11. Diagramm mit $al - (c + alk) + fm$ nach der Ordinate und si nach der Abszisse (dieselben Bezeichnungen wie für Fig. 10).

ation in seiner letzten Arbeit führt demnach meines Erachtens (auch nach seiner Auffassung) zu der Möglichkeit wirklich ausgedehnter Veretzungen von schmelzfließendem Material. Dies ist eine direkte Konsequenz von BACKLUNDS eigener Darstellung, eine Konsequenz, von der ich jedoch nicht überzeugt bin, dass BACKLUND selbst sie billigen wird.

Wird diese Konsequenz gezogen, werden zu guter letzt doch die Feldbeobachtungen den Ausschlag geben müssen, in welchem Umfang wir in den Urgraniten Granitisation *in situ* oder wirkliche Intrusionen besitzen. Meines Erachtens reden die Feldbeobachtungen ihre deutliche Sprache, dass wir es hauptsächlich mit Intrusionen zu tun haben. Die Tiefenzone, innerhalb der sich einst die Urgranite bildeten, die palingene Zone der Urgranite, scheint im heutigen Erdoberflächenschnitt nirgends abgesetzt zu sein, auch wenn sie hier und dort, wie innerhalb der Larsöserie im östlichen Teil des Kartenblattes Smedjebacken, sehr nahe kommen kann.

Was von Anfang an BACKLUND gezwungen hat, die Granitisation als generelle Erklärung für unsere Granite zu nehmen, scheint die Raum-

frage gewesen zu sein. BACKLUND sagt: »Die alten Sedimente der Svekofenniden sind, wo noch erkennbar, stark zusammengefaltet und nahezu oder völlig vertikalgestellt. Sie haben, wie die tektonischen Analysen wo mehr oder weniger durchgeführt, zeigen, eine und mehrere bedeutende Kompressionsphasen durchgemacht und sind, der nahezu vertikalen Stellung ihrer Glieder nach zu urteilen, auf kleinst mögliche Räume reduziert worden. Eine Einschaltung von Neumaterial zwischen die zusammengestauchten Glieder zur Zeit der Zusammenfaltung oder unmittelbar in Anschluss daran begegnet in Anbetracht der damaligen Tiefenlage der Sedimentserien besonderen Schwierigkeiten.«

Da also wahrscheinlich derartige Betrachtungen die Ausgangspunkt bildeten für BACKLUND beim Ausarbeiten seiner generellen Granitisationstheorie, will der Verf. sie hier zur Diskussion aufnehmen.

Auf Seite 309 in diesem Aufsatz hat der Verf. als seine Auffassung hervorgehoben, dass die Urgranitintrusionen wahrscheinlich sehr früh begonnen haben, nämlich schon während der vulkanischen Periode, mit subvulkanischen Intrusionen, sowie dass später alle Übergänge von diesen bis zu den in gewaltigen Massen auftretenden Upplandgraniten, die in eine schon stark aufgerichtete Formation eingedrungen waren, auftreten. Ist dies richtig, so sind die Urgranite in grossem Umfang schon vor der eigentlichen Zusammenfaltung der Leptitformation gebildet worden, und besonders scheint dies innerhalb gewisser Teile des eigentlichen Bergslagen der Fall zu sein. Man findet dort weiter, dass die Kristallinität, die die Gesteine jetzt aufweisen, nur innerhalb der am besten erhaltenen relativ untergeordneten Teile der Leptitformation als die ursprüngliche zu betrachten ist. Eine starke Umkristallisation und Ummineralisation fand im Zusammenhang mit dem Vordringen der Urgranite statt. Der Widerstand, auf den die Urgranite bei ihrem Vordringen stiessen, war demgemäss beträchtlich geringer als der, dem sie begegnen wären, wenn die Leptitformation ihre gegenwärtige Kristallinität besessen hätte. Nach dem Vordringen und Erstarren der Urgranite, was den Gesteinkomplex eine vorher mangelnde Festigkeit verlieh, wurden die Umkristallisation und die Ummineralisation auf grosse Strecken intensifiziert im Zusammenhang mit der Adergneisbildung und dem Vordringen der spätsveonischen Granite. Es ist demnach nicht richtig, wenn man — was BACKLUND tut —, um den Widerstand klarzulegen, den die Formation dem Vordringen der Urgranite gegenüber leistete, von der heutigen Ausbildung der Leptitformation ausgeht. Die Leptitformation wurde aufgebaut von Laven, losen Tuffen, Eisensedimenten, Kalksteinen, losen Sandsteinen und Lehmsedimenten, als die Urgranitintrusionen angingen; sie leistete deshalb sicherlich sehr geringen Widerstand gegen die ersten Intrusionen.

Die Leptitformation war auch nicht stark aufgerichtet, als die Urgranitintrusionen begannen. Eventuell hatte eine schwache Beckenbildung angefangen, sich geltend zu machen. Die eigentliche Faltung geschah sicher, wie mehrere Forscher hervorgehoben haben, erst im Zusammenhang mit den grösseren Urgranitintrusionen, und die Faltung liess auch nach dem Erstarren der Urgranite fortgesetzt haben. Ausserdem trafen im Zusammenhang mit der Adergneisbildung und dem Vordringen der spätsvionischen Granite neue tektonische Deformationen ein, was der Verf. sowohl für das Sörmlandgebiet als auch für die Erzgegend von Ljusnarsberg hervorgehoben hat. Es ist deshalb unrichtig, von der heutigen Tektonik auszugehen. Auch von tektonischem Gesichtspunkt aus dürfte der den Urgraniten geleistete Widerstand relativ gering gewesen sein. Erst infolge der Faltung und der Aufrichtung wurden die Gesteine der Leptitformation »auf kleinst mögliche Räume« zusammengepresst.

Schliesslich möchte der Verf. hervorheben, dass man sich natürlich leicht vorstellen darf, dass eine Urgranitintrusion auf die Art zustande kam, dass eine schmelzfließende Masse wie ein linsenförmiger Körper auf eine planparallele Scheibe sich in die Lagenserie hineinschob. Anstatt dessen hat sicherlich in vielen Fällen eine Ansammlung von Material stattgefunden dort, wo der Granit jetzt sitzt, dadurch dass immer mehr Material zugeführt wurde. Das Granitmaterial hat sich somit längs eines relativ schmalen Weges vorwärtsgearbeitet und sich angesammelt an der Intrusionsstelle, die umgebenden Gesteine zur Seite schiebend, oft mit scharfen Gängen in sie hineindringend oder sie brekzierend.

In anderen Fällen ist das Granitmaterial auf breiterer Front vorgeückt, öfters in mehreren Kanälen, den Gesteinskomplex in Scheiben zerteilend und Stücke derselben umschliessend. Diese Scheiben und Stücke sind dabei in grossem Umfang in ihrer ursprünglichen Lage verharret, oder sind nur unbedeutend verschoben worden. Das Material, das auf diese Art vorgedrungen war, hatte jedoch schon urgranitische Zusammensetzung. Durch Assimilation von Material konnte die Zusammensetzung zwar modifiziert, aber nicht grundwesentlich verändert werden. Dies ist der grosse Unterschied zwischen meiner Auffassung und der BACKLUNDS.

Wie oben hervorgehoben wurde, erhält man ein ganz anderes Bild von der spätsvionischen Adergneisbildung. Der Fehler, den BACKLUND meines Erachtens betreffs der Urgranite begeht, ist, dass er die Erfahrungen von den alingenen Zonen in Södermanland und dem südwestlichen Finnland allzu streng auf die

Urgranite överträgt, indem er sie als genetiskt
öbereinstimmende Bildungen betraktet.

Angeführte Schriften.

1. BACKLUND, H. G.: Der »Magmaaufstieg« in Faltengebirgen. Bull. Comm. Géol. Finl. N:o IX, 1936.
2. —, Die Umgrenzung der Syekofenniden. Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. XXVII, 1937.
3. —, Zur Granitisationstheorie. Geol. För. Förh., Bd 60, 1938.
4. ESKOLA, P.: On the Origin of Granitic Magmas. Min. und Petr. Mitth., 42, 1932.
5. —, On the Differential Anatexis of Rocks. Bull. Comm. Géol. de Finlande N:o 103, 1933.
6. GAVELIN, A.: Beskrivning till kartbladet Loftahammar. Sver. geol. und., Ser. Aa, N:o 127, 1904.
7. GAVELIN, A. och MAGNUSSON, N. H.: Upplysningar till Geologisk översiktskart över Norden, 1935.
8. GEIJER, P.: On the intrusion mechanism of the Archaean granites of Central Sweden. Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. XV, 1916.
9. —, Norbergs berggrund och malmfyndigheter. Sver. geol. und., Ser. Ca, N:o 24, 1936.
10. GRIP, E.: Die Arvidsjaurporphyre. Bull. Geol. Inst. of Upsala, Vol. XXV, 1933—35.
11. HJELMQVIST, S.: Beskrivning till kartbladet Smedjebacken. Sver. geol. und., Ser. Aa, N:o 181, 1937.
12. HOLMQUIST, P. J.: Ädergnejsbildning och magmatisk assimilation. Geol. För. Förh. Bd 29, 1907.
13. —, The Archaean Geology of the coast-regions of Stockholm. Geol. För. Förh., Bd 32, 1910.
14. HÖGBOM, I.: Petrografiska studier vid Nybergsfältet. Geol. För. Förh., Bd 42, 1920.
15. JOHANSSON, H. E.: Till frågan om de mellansvenska järnmalmernas bildningssätt. Geol. För. Förh., Bd 28 und 29, 1906 und 1907.
16. MAGNUSSON, N. H. och LUNDQVIST, G.: Beskrivning till kartbladet Grängesberg. Sver. geol. und., Ser. Aa, N:o 177, 1933.
17. MAGNUSSON, N. H.: Berggrundsproblemen inom Kantorps malmtrakt. Geol. För. Förh., Bd 56, 1934.
18. —, Berggrunden inom Kantorps malmtrakt. Sver. geol. und., Ser. C, N:o 401, 1936.
19. —, Die Granitisationstheorie und deren Anwendung für Svionische Granite und Gneise Mittelschwedens. Geol. För. Förh., Bd 59, 1937.
20. SEDERHOLM, J. J.: Studien über archaische Eruptivgesteine. TSCHERMAKS Min. und Petr. Mitth. XII, 1891.
21. SUNDIUS, N.: Några frågor rörande våra arkaiska intrusivformationer i mellersta och södra Sverige. Geol. För. Förh., Bd 43, 1921.
22. —, Grythyttfältets geologi. Sver. geol. und., Ser. C, N:o 312, 1923.
23. WEGMANN, E.: Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau 26, 1935.

Anmälanden och kritiker.

ALBERT JOHANSEN: A Descriptive Petrography of Igneous Rocks. Vol. IV. Part I. The Feldspathoid Rocks. Part II. The Peridotites and Perknites. The University of Chicago Press. Chicago Febr. 1938. XVIII + 523 s., 155 tabeller, 180 fig., varav 9 + 9 + 60 porträtt, 94 mikrofoton, 7 diagram. Pris Doll. 4: 50.

Den fjärde delen av nutidens största petrografiska handbok kom tidigare väntat, hela 2 månader (jfr G. G. F. 59, 1937, s. 363) före den utlovade nminen: företalet nedskrevs t. o. m. den 20 dec. 1937 och därmed är ett andardverk med nära 30-årigt förarbete avslutat. Den föreliggande delen drygt 150 sidor omfångsrikare än den föregående tredje och uppvisar 50 än den hittills tjockaste andra delen (kvartsförande bergarter), men så fattar den de intressantaste och bäst begränsade bergarterna inom det trografiska bergartsvimlet, nämligen fältspatoidbergarterna samt de ultrasiska (fältspatfria) representanterna intill de s. k. magmatiska malmerna. m denna del har således fennoskandisk petrografi fått ett betydande ut- mme och många bekanta namn med koncisa definitioner möta på bokens lor. Vid flyktig genomsikt är man överraskad över det rel. stora antal nya mn på bergarter tillhörande dessa grupper, som föreslagits och föreslås av fattaren själv; alltså tvärtemot tidigare amerikansk strävan att reducera mnantalet, men detta tillvägagångssätt rättfärdigas därmed att varje rgart har sitt klassifikationsnummer, som ger den dess plats i systemet h därmed även den mineralogiska definitionen. I denna klassifikation, om ken tacknämligt kort ånyo relateras (med diagram) i slutet av boken (Ap- ndix, 9 s.), omfattar den nu utkomna delen bergartsfamiljerna 13—25 delning I) och 0—12 samt 44 x-malmer (avdelning II). För fenno- andiskt vidkommande bör framhävas, att de »magmatiska» karbonatit- garterna (Fen-fältet, Alnö, Befors) uteslutits som varande till sin genesis vel underkastade. Alla s. k. metamorfa bergarter ha uteslutits, dock med sa modifikation, ty ett par »hornblenditiska» bergarter torde i sitt pre- terade skick kanske ej helt återspegla ursprungliga magmatiska tillstånd. ellertid är denna del jämförd med de föregående en veritabel fyndgruva, edan originalbeskrivningar av märkliga, ofta lokalbetonade, och stark lusiva bergartstyper i många fall äro ytterst svåråtkomliga. En förde let ju, att de anförda bergarternas kemiska sammansättning belyses del originalanalyser, dels även medels modalberäkningar. I flera fall diskutera öreslagna namn kritiskt gentemot exempelvis TRÖGER. Utförliga lokal- fattare- och bergartsindex (42 s.), som omfatta även delarne II och III, luta volymen, vilken även nu som förut begagnar sig av träffande cita örjan från H. C. ANDERSEN, Snedronningen: »Se saa! . . . Naar vi ere ved

Enden af Historien, ved vi mere, end vi nu vide»; vid indexuppläggnngen »Absentē auxilio perquirimus undique frustra, — sed nobis ingens indicium auxilium est», och på sista sidan från G. E. LESSING, Abschied an den Leser »Wenn du von allem dem, was diese Blätter füllt — Mein Leser, nichts de Dankes werth gefunden — So sey mir wenigstens für das verbunden — Was ich zurückbehielt»), som alltjämt belysa författarens subtila humor. — Nu prof. A. JOHANNSEN numera ingått i emeritiståndet, så är han att gratulera till det minnesmärke han skapat sig och petrografien medels denna handbok — Nordiska petrografer figurera i denna del med 6 porträtt.

H. G. Backlund.

Mötet den 3 mars 1938.

Närvarande 62 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, meddelade, att styrelsen till ledamöter Föreningen invalt Bergsingenjör RUDOLF KOLLERT, Stockholm, föreslagen av hr ALVAR HÖGBOM, Ingenjör ÅKE K. E. LINDGREN, Borås, föreslagen av hrr C. WIMAN och N. ZENZÉN, Bergsingenjör O. LINDQUIST, Stockholm, föreslagen av hrr A. HÖGBOM och K. E. SAHLSTRÖM, samt Ingenjör ERIK RÖNSTRÖM, Stockholm, föreslagen av hr A. HÖGBOM.

Revisionsberättelse över styrelsens och skattnästarens förvaltning under år 1937 föredrogs av hr A. HÖGBOM, varefter av revisorerna tillrättat ansvarsfrihet beviljades.

Sammandrag av Geologiska Föreningens räkenskaper för år 1937.

D e b e t.

Balans från 1936: Reservfondens konto	10 231: 20	
Lotterifondens »	27 185: 73	37 416: 93

Inkomster under år 1937.

Reservfondens konto, räntemedel	423: 29	
Lotterifondens » »	868: 75	
» » kursvinst	1 431: 53	
Medlemsbilagans »	215: 93	
Korrigeringsbidrags konto	100: —	
Försäljning av Geol. fören. förhandl.	1 005: 93	
Utsattningsbidrag	1 700: —	
Bankkontorets bidrag	1 000: —	
Medlemsavgifter	131: 43	
Medlemsavgifter, årliga	4 545: —	
Medlemsavgifter, ständiga	200: —	4 745: —
		11 621: 86

Utgående balans:

Balans till P. A. Norstedt för tryckning av G. F. F. 1937	1 420: 63	1 420: 63
	Summa kronor	50 459: 42

K r e d i t.

Utgifter under år 1937:

Geol. fören. förhandl. 1936. Rest å tryckning	240: 88	
Geol. fören. förhandl. 1937, tryckning, betald	7 854: 10	
Geol. fören. förhandl. 1937, tryckning, ogulden	1 420: 63	
Geol. fören. förhandl. 1937, illustrationer	1 200: 15	
Geol. fören. förhandl. 1937, distribution	442: 97	
Expeditionskostnader	483: 45	
Mötena	226: 43	
Referat	41: 65	
Brandförsäkring och diverse	45: —	
Revue annuelle	347: 75	
Arvoden	1 350: —	13 653: 0

Utgående balans:

Reservfondens konto	10 431: 20	
Lotterifondens »	26 375: 21	36 806: 4
	Summa kronor	50 459: 4

Dessutom lager av Geol. Fören. Förhandl., brandförsäkrat till 70 000: — kronor

Föreningen beslöt ingå till Kungl. Maj:t med ansökan om ett stats anslag av kr. 1 700 och till hrr fullmäktige i Jernkontoret med ansökan om ett anslag av kr. 1 000 såsom bidrag till fortsatt utgivande av Förhandlingarna under år 1938.

Hr N. H. MAGNUSSON höll ett av kartor, profiler, ljusbilder och stuffer belyst föredrag om: Uralbergens mineralfyndigheter och deras geologiska problem.

Föredr. redogjorde för de fyndigheter vilka demonstrerades under den XVII:de internationella geologkongressens exkursion till Ural. Särskilt uppehöll sig föredr. vid skarnjärnmalmerna i Blagodat, Vyssokaja och Magnetnaja, på grund av de jämförelser, som gjorts mellan dessa fyndigheter och de svenska malmerna av Kirunatyp. En uppsats i ämnet kommer senare att publiceras.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr GEIJER, ORTON och föredraganden.

Hr N. ZENZÉN förevisade en 56 cm lång borrhärna, som av Svenska Diamantbergborrningsaktiebolaget samma dag uttagits ur det stora Nordenskiöldska Ovifakblocket utanför Riksmuseets Mineralogiska avdelning. Se vidare nedan sid. 325.

Hr G. DE GEER höll ett av ljusbilder illustrerat föredrag: Om aktuella kvartära dateringar. En uppsats i ämnet återfinnes i detta häfte av Förhandlingarna.

Vid mötet utdelades N:o 412 av Förhandlingarna.

Mötet den 7 april 1938.

Närvarande 28 personer.

Ordföranden, hr SANDEGREN, öppnade mötet med följande anförande:

Sedan föregående möte har Geologiska Föreningen samt den kvartärgeologiska och geografiska forskningen i Sverige drabbats av en stor och närtsam förlust genom statsgeologen ERIK GRANLUNDS plötsliga bortgång. Hans talrika vänner och arbetskamrater ha ännu svårt att fatta att han, som så nyss stod mitt ibland dem intensivt sysslande med olika och fruktbärande forskningsuppgifter nu för alltid lämnat deras sats. Särskilt tragiskt ter sig avbrytandet av GRANLUNDS bana just då han, efter allt att döma, hade stora utsikter att inom kort såsom professor helt få ägna sig åt en verksamhet, vartill han syntes särskilt lämpad, och där man förväntade, att hans initiativrikedom och organisationsförmåga skulle komma svensk geografisk forskning till godo. GRANLUNDS officiella tjänsteställning var kvartärgeologens, men hela hans läggning var geografens. Vilket problem han än tog itu med, behärskade han med förkärlek regionala synpunkter på ämnets behandling och han var en mästare i att genom kartor och bilder så tillrättalagga sitt material, att det utan många ord på ett klart och övertygande sätt framgav resultatet av hans forskning.

GRANLUND, som sedan 1917 varit ledamot av vår förening, har genom sina redrag och uppsatser givit värdefulla bidrag till Förhandlingarna, och han tog med livligt intresse del i föreningslivet, där hans glada, kamratliga väsen gjorde honom allmänt omtyckt. När för föga mer än ett år sedan förslaget om anordnande av ett III Nordiskt Geologmöte i Sverige i november 1938 framlades, åtog sig GRANLUND, hjälpsam och tjänstgörande som alltid, huvudparten av arbetet med planläggning och ledning för den kvartärgeologiska exkursionen, där han bl. a. skulle blivit i tillfälle att för en större krets av geologer demonstrera resultaten av sina långåriga arbeten i Bergslagen och Västerbotten. Nu, då han är borta, ser det tyvärr visat sig omöjligt att genomföra denna del av programmet. Föreningen har hyllat sin bortgångne ledamot genom nedläggandet av en kran vid hans bår. Vi skola alltid ihågkomma ERIK GRANLUND som en idérisk och skicklig geolog och som en verkligt god och pålitlig kamrat. — Frid över hans minne!

Till ledamot av Föreningen hade styrelsen invalt Kemigrafen TORSTEN TJERNVIK, Örebro, föreslagen av hrr KULLING och TROEDSSON.

Som bidrag till fortsatt utgivande av Förhandlingarna under år 1938 hade Föreningen erhållit ett begärt anslag från Jernkontoret å 1 000 kronor.

Från Geografiska Sällskapet i Finland, vid vars 50-årsfest den 2 januari Föreningen representerades genom sin ordförande, hade inkommit en tacksamhetsskrivelse, som upplästes av ordföranden.

Hr H. VON ECKERMANN höll ett av ljusbilder, stuffer och analysstabeller belyst föredrag om: Anortositproblemet i belysning av nya forskningsrön inom Norrlandskustens jotnium. En uppsats i ämnet återfinnes i detta häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr BACKLUND, HOLMQUIST och föredraganden.

Hr BACKLUND lyckönskade föredraganden till det nya försöket till lösning av anortositproblemet, ett problem med vilket $1\frac{1}{2}$ generationer hittills förgäves brottats; framför allt äro de talrika nya fakta från laboratorium och fält, som föredraganden med sedvanlig generositet framlagt, att hälsa välkomna. I första rummet var talaren speciellt glatt överraskad över påvisande av det av honom länge efterlysta horisontalplanet som bildar underlaget för Nordingråområdets mångfaldiga jotniska sviter. Det bildar otvivelaktig referensytan till de olikartade kristallisationer och differentiationer uppåt och nedåt, som föredraganden så medryckande beskrivit och förklarat. T. o. m. i de översta nivåerna av de repeterade kristallisationerna synes denna yta gång på gång även i detalj varit riktningsgivande inom de mineralogiska anordningarna. Emellertid ville talaren anmärka, för det första, att han under de 20 år han tagit del i Fennoskandias geologi förgäves sökt efter en horisontalavsöndring av de dimensioner, den persistens, den fullkomlighet och den uppträdande på jämförligt rel. djup det här är fråga om, som skulle kunna fungera som intrusionsplan för en skivformig »lakkolit» eller horisontal »sill» vertikala strukturer och plan äro i vårt urberg vida övervägande och dominerande samt hindrande för uppkomsten av en diskordant intrusivkropp i Nordingrås form och dimensioner; ty för det andra, »intrusionen» bör ha ägrum på ett rel. ringa djup, då den så snart efter sin mise-en-place blottat genom erosion; och på det djup det är frågan om i det fall »lakkoliten» inträng i urberg äro vertikalstrukturerna fortfarande dominerande. För det tredje äro de temperaturer inom »lakkoliten» föredraganden rör sig med, $1\,400^{\circ}$, av sådan storleksordning, att de vida överträffa sidobergets och takets likvefaktions temperaturer; systemet skulle i hög grad bli fysikaliskt och kemiskt labilt och berövas den jämnvikt som är den nödvändiga för de fortlöpande och successiva kristallina omgrupperingarna. För det fjärde betyder uppkomsten av ett ringa internt övertryck i samband med utvecklingen av retrograda kokpunkter, som är nödvändigt för viskositetsnedsättningen till fromma för gravitativa mineralomflyttningar, återigen ett starkt hot mot hela systemets existens. Det ringa djup på vilket dessa processer böra försiggå, skulle snarare i detta fall

la till explosiv utvidgning uppåt och större delen av bergartsrepresentan-
 rna skulle stelna effusivt. För det femte borde anrikningen av titanhalten
 om den längst likvida (basiska) anparten av systemet ej kunna nämnvärt
 verka dess positiva likviditet, ty erfarenheten beträffande titanhalt i prak-
 ten går snarast i motsatt riktning; endast i samband med hög alkalihalt
 med bildande av sena alkali-titanosilikater) torde ett dylikt inflytande (t. ex.
 en anförda ramsayitens låga smältpunkt) kunna göra sig gällande, vilket här
 är fallet. För det sjätte torde en gravitativ differentiation av apatit, i så
 ss små initialkvantiteter och i form av mest mikroskopiskt små kristaller.
 nt mekaniskt vara mycket svår att förklara i den av föredraganden önskade
 rktningen. Slutligen ville talaren fästa uppmärksamheten på strukturen och
 n kemiska sammansättningen av den som anortositernas ytekvivalent
 lkade gångbergarten. En 2—4 % lägre Al_2O_3 -halt skiljer den från an-
 tositer, medan i övrigt erfarenheten, särskilt från rapakiviområden, oftast
 pvisar en något högre Al_2O_3 -halt hos effusivekvivalenter. Den låga halten på
 O_2 , P_2O_5 och MgO jämte strukturen ställer den i den grupp av bergarter,
 rs analyser i större analysamlingar inrangerats under rubriken »inferior
 analyses» (= ofriska bergarter, metodiskt felaktiga analyser) vilket öde även
 ligen vederfarits några av talaren för c:a 30 år sedan publicerade
 alyser av diabaser från Spetsbergen. Analys och struktur ställer bergarten
 samma grupp som de tyska leukodiabaserna och weiselbergiterna, som till
 örsta delen undergått samma deklasseringsöde och som alltid redan mikro-
 opiskt berett stora svårigheter. Då i detta fall bergarten kan belastas varken
 ed vittring i eg. mening eller med analysfel, bör den ställas till diabasberg-
 ternas lokalmodifikationer och kan näppeligen ha någon direkt släktskap
 ed anortositer. Talaren ville tillfoga att lic. LARSSON i Nygårds-
 assivet även försökt sig på gravitativ differentiation som förklaring av de
 r förekommande anortositshirorna, men han hade den fördelen att kunna
 kna med vertikalt uppåtstigande ström i differentialrörelsens tecken, vilken
 ktor här fattas. Anortositproblemet innefattar således ännu en rad öppna
 igor, ej minst i Nordingråmassivet.

Hr N. ZENZÉN lämnade ett av en karta illustrerat Meddelande
 m landisens avsmältning i Idre.

Föredr. hade, utgående från sitt fynd av en överskjuten granitmassa
 Himmeråsen strax W om Stådjan, vid Geol. Fören:s möten den
 maj och 3 nov. 1932 lämnat redogörelser för vissa berggrundsgeolo-
 ska förhållanden i Idre.¹ Studierna av berggrunden här hade föredr.
 rtsatt under de följande åren. 1933 hade föredr. av Vetenskapsaka-
 miens Naturskyddskommitté erhållit ett anslag för geologisk under-
 kning av den i Storådalen i norra Idre strax W om den av G. FRÖDIN
 pdragna isdelaren² belägna Töfsingdalens nationalpark, varvid den
 skan uttalats, att särskild hänsyn skulle tagas till de kvartärgeolo-
 ka förhållandena. Vid behandlingen av de problem, som dessa er-

¹ G. F. F., Bd 54, 1932, p. 387 och 533—534.

² G. FRÖDIN, Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. Bull. Geol. Inst.
 sala, Vol. XIX, 1925, p. 129—214.

bjuda, hade det visat sig i hög grad önskvärt att få reda på, hur landisens avsmältning borde tänkas ha gestaltat sig dels längre nedå Storådalen, dels på bl. a. Långfjället. Föredr. hade därför fr. o. m. 1937 vid insamlandet av material rörande berggrunden även antecknat bl. a. de spår efter forna smältvattensälvar, som han kommit i tillfälle iakttaga. Det var främst med tillhjälp av dessa torrdalar eller rännor som föredr. sökt bilda sig en uppfattning om huru landisens gradvis försvinnande från trakten ägt rum. De med sådana rännor ej sammankörande moränryggar, som finnas inom området, hade föredr. däremot velat vara försiktig med. Deras karaktär av ändmoräner är ju numer kraftigt bestridd. Försök till deras tolkning i olika fall ansåg föredr. lämpligen böra anstå, tills nödig översikt rörande landisens avsmältning på annan väg vunnits.

Det av föredr. studerade området sträckte sig i öster till Nipfjället och Stådjan. På Stådjan har för några månader sedan, på senhösten 1937, en av föredr:s arbeten fullkomligt oberoende kvartärgeologisk undersökning utförts av kand. CARL MANNERFELT. Överenskommelsen har med honom träffats för förhindrande av kollision vid publiceringen av resultaten.

Det sista avsmältningsskede, som föredr. markerat på den förevisade kartan, var ett, där tungor av landis sträckte sig från Idresjön i SO upp genom dalgångarna, ungefär fram till (i Storådalen något NW om isdelaren. Kring Idresjön föreföll landisresten att spetsa ut mot sydost.

Till slut lämnade föredr. några upplysningar angående den bekanta Grövel-issjöns successiva tappning söderut. Under det sista stadiet av denna torde vattnet ha avrunnit vid den ännu på nordvästra sidan av isdelaren liggande sydostliga fortsättningen (Skäråsen) av Dyllan på sydöstra sidan av Gröveldalen.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr C. MANNERFELT.

Geolognytt.

Den 2 och 3 mars 1928 anordnade Svenska Diamantbergborrningsaktiefaget och AB. Elektrisk Malmletning en utställning med demonstration sina bormaskiner utanför Sveriges geologiska undersökning. Inne på G. U:s museum visades en film över de båda bolagens verksamhet, särskilt seende deras geofysiska undersökningsmetoder, som dessutom belystes om ett föredrag av direktör KARL SUNDBERG samt demonstration av olika fysiska instrument. Den 3 mars påbörjades en kärnborrning med diamanterna i det stora blocket av ovifakjärn utanför Mineralogiska avdelningen. Den 5 mars hade hela blocket genomborrats och en fullständig kärna, 188.5 cm lång, erhållits. Denna, som förvaras å Mineralogiska avdelningen, visade sig intressant nog, bestå alltigenom av gediget järn. En del av kärnan föredades å Geologiska Föreningens möte den 3 mars.

Med anledning av denna borrning har Vetenskapsakademien tillerkänt dr. KARL SUNDBERG sin större Linnémedalj i silver.

K. Vetenskapsakademien har tillerkänt professor G. AMINOFF Lindbomska stiftelsen 200 kr., för arbetet »Ueber die Oxidation von Zinkblende-Einstufen an Hand von Elektroneninterferenzen studiert».

Prof. H. MUNTHE har ur Humanistiska fonden erhållit ett anslag av 2 500 kronor till tryckning av kartor, diagram och text till arkeologiska delen av studier över Baltiska havets senkvartära historia».

Styrelsen för LARS HIERTAS minne har bl. a. tilldelat fil. kand. STURE SUNDBERG 2 000 kronor för fortsatt undersökning över de svenska järnmalmernas kemi; doc. C. CALDENIUS 2 000 kronor för komplettering av geologiska mätningsnätet i Sverige samt doc. G. TROEDSSON 1 000 kronor för undersökning av höörsandstenens geologiska förhållanden.

Längmanska Kulturfondens nämnd har utdelat anslag till bl. a. fil. dr. TRID CLEVE-EULER för en kvantitativ undersökning av Öresunds plankton; dr G. ERDTMAN för utarbetande av en pollenatlas; docent ERIK LJUNGNER för bearbetande av kartografiskt material från en expedition till Patagonien 1932—1934; fil. dr ERIK NILSSON för fortsatta undersökningar över Bolmens och Vätterns senkvartära utvecklingshistoria.

Dr. Phil. JOHANNES IVERSEN har utnämnts till Avdelingsgeolog vid Danmarks Geologiske Undersøgelse från den 1 febr. 1938.

Doc. F. ENQUIST har förordnats att från den 11 april 1938 uppehålla professuren i geografi vid Göteborgs högskola.

Doc. O. TAMM har utnämnts till professor i skoglig marklära vid Skogsskolan från den 1 juli 1938.

Öriges geologiska undersöknings fältarbeten under sommaren och hösten 1938.

Statsgeologen S. JOHANSSON utför agrikulturgeologiska och hydrogeologiska specialundersökningar inom valda områden i södra och mellersta Sverige.

Statsgeologen R. SANDEGREN fortsätter kartläggningarna på bladen Mölta och Värvik samt utför kvartärgeologiska detaljutredningar i västra Norge och Uppland.

Extrageologer: A. BERGDAHL, O. CLAESSION, E. CLAESSION och T. KROSTRÖM.

Statsgeologen N. SUNDIUS fortsätter berggrundskartläggningen av Stocholms skärgård.

Statsgeologen N. H. MAGNUSSON övervakar berggrundskartläggningen på kartbladet Värvik samt utför malmgeologiska utredningar inom mellersta Sveriges malmförande områden, huvudsakligen rörande järnmalmstiggångarna.

Statsgeologen G. LUNDQVIST fortsätter den geologiska kartläggningen på kartbladet Hedemora, företager kompletterande rekognosceringar inom delar av Värmland, Dalarna, Härjedalen och Hälsingland för en översiktskart över Sveriges jordarter samt utför en hydrogeologisk undersökning i Norrbottens län.

Extrageologer: E. FROMM, O. GABRIELSSON och F. E. WICKMAN.

Statsgeologen B. ASKLUND fortsätter praktiskt-geologiska undersökningar inom västra Sveriges granitområde samt Jämtlands län.

Extrageolog: W. LARSSON.

Statsgeologen A. HÖGBOM utför berggrundsgeologisk kartläggning på kartbladet Falun samt malmgeologiska undersökningar i norra Sverige.

Extrageolog: T. DU RIETZ.

Geologen G. EKSTRÖM fortsätter kartläggningen av jordarterna på kartbladet Lund samt utför agrogeologiska och hydrogeologiska undersökningar inom valda specialområden.

Extrageologer: E. MOHRÉN, N. NILSSON, S. NILSSON och N. KARLSSON.

Geologen P. THORSLUND utför praktiskt-geologiska undersökningar och stratigrafiska utredningar i Jämtlands län.

Geologen S. HJELMQVIST utför berggrundsgeologisk kartläggning på kartbladet Hedemora samt en malmgeologisk undersökning vid Striberg.

Geologen J. EKLUND utför praktiskt-geologiska och geofysiska undersökningar i södra Sverige.

Geologen O. KULLING utför geologisk kartläggning på kartbladet Falun.

Extrageolog: E. RYTTERBERG.

Geologen S. GAVELIN utför malmgeologiska specialundersökningar vid under arbete varande malmfyndigheter inom nedre delarna av Västerbottens län.

Gruvingenjör K. A. BARKENBERG leder de gruvtekniska undersökningarna arbetena inom Västerbottens län.

Fil. Doktor G. BESKOW utför väggeologiska fältundersökningar inom olika delar av landet.

Assistent för grusinventeringar: F. RENGMARK.

Fil. Doktor G. ASSARSSON leder en praktisk utredning av torvjordarter inom valda delar av landet.

Assistent: C. LARSSON.

Professor P. GEIJER utför utredningar för en sammanfattande framställning över den mellansvenska bergslagens järnmalmfyndigheter.

Dessutom påbörjas en geologisk-geofysisk undersökning inom Malmöhus län samt utföras speciella utredningar inom andra delar av landet enligt instruktioner som framdeles för varje särskilt fall meddelas.

ANNONSBLAGA

TILL

GEOLOGISKA FÖRENINGENS FÖRHANDLINGAR.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST
UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

r. Aa Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

	Pris kr.
No 168 <i>Malingsbo</i> av A. HÖGBOM och G. LUNDQVIST 1930	4,00
> 169 <i>Slite</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1928	4,00
> 170 <i>Katthammarvik</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1929	4,00
> 171 <i>Kappelshamn</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1933	4,00
> 172 <i>Lugnäs</i> av G. LUNDQVIST, A. HÖGBOM och A. H. WESTERGÅRD 1931	4,00
> 173 <i>Göteborg</i> av R. SANDEGREN och H. E. JOHANSSON 1931	4,00
> 174 <i>Karlstad</i> av N. H. MAGNUSSON och R. SANDEGREN 1933	4,00
> 175 <i>Nya Kopparberget</i> av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1932	4,00
> 176 <i>Storvik</i> av B. ASKLUND och R. SANDEGREN 1934	4,00
> 177 <i>Grängesberg</i> av N. H. MAGNUSSON och G. LUNDQVIST 1933	4,00
> 179 <i>Forshaga</i> av R. SANDEGREN och N. H. MAGNUSSON 1937	4,00
> 180 <i>Farö</i> av H. MUNTHE, J. E. HEDE och G. LUNDQVIST 1936	4,00
> 181 <i>Smedjebacken</i> av G. LUNDQVIST och S. HJELMQVIST 1937	4,00

r. Ba Översiktskartor.

No 12 Kvartergeologisk karta över Stockholmstrakten. Skala 1 : 50 000. 1929. 5,00	
Stockholmstraktens kvartergeologi, av G. DE GEER. Beskrivning till kvartergeologisk karta över Stockholmstrakten. Bilaga med specialundersökningar. With English Explanations. 1932	3,00

r. C.

Årsbok 29 (1935)

No 386 LUNDEGREN, ALF, Die stratigraphischen Ergebnisse der Tiefbohrung bei Kullemölla im südöstlichen Schonen. Vorläufiger Bericht. Mit 1 Tafel. 1935	1,00
> 387 ASKLUND, B., Stratigrafien inom södra Lapplands kvartsit-sparagmitbildningar i Långseleåns och Korpåns dalgång. Med 1 tavla. 1935	2,00
> 388 THORSLUND, P. och ASKLUND, B., Stratigrafiska och tektoniska studier inom Föllingeområdet i Jämtland. Med 3 tavlor. English summary: Stratigraphical and Tectonical Studies in the Föllinge Area in Jämtland. 1935	2,00
> 389 HÖGBOM, A., Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län. En översikt av berggrund och malmförekomster. Med 2 tavlor. Summary: The Skellefte district with adjacent parts of Westerbotten and Norrbotten. A review of the geology and ore deposits. 1937	6,00
> 390 LUNDQVIST, G., Blockundersökningar. Historik och metodik. Zusammenfassung: Geschiebeuntersuchungen. 1935	1,00
> 391 ASKLUND, B., Gästrikländska forstrandlinjer och nivåförändringsproblemen. Med 3 tavlor. 1935	3,00
> 392 SUNDIUS, N., On the Origin of late magmatic Solutions containing Magnesia, Iron, and Silica. 1935	0,50
> 393 ASKLUND, B., Den marina skalbärande faunan och de sen-glaciala nivåförändringarna med särskild hänsyn till den gotiglaciala avsmältningssonen i Halland. Zusammenfassung: Die marine schalentragende Fauna und die spätglazialen Niveauveränderungen. Mit besonderer Berücksichtigung der gotiglazialen Abschmelzzone in Halland. 1936	2,50

Årsbok 30 (1936).

- N:o 394 WESTERGÅRD, A. H., Paradoxides oelandicus Beds of Öland, with the Account of a Diamond Boring through the Cambrian at Mossberga. With 12 Plates. 1936 3,0
- 395 ASKLUND, B., Zur Kenntnis der jämtländischen Ogygiocarisschieferfauna. Mit 2 Tafeln. 1936 1,0
- 396 BROTZEN, F., Foraminiferen aus dem schwedischen, untersten Senon von Eriksdal in Schonen. 1936 4,0
- 397 LUNDQVIST, G., Sjöarnas transparens, färg och areal. Zusammenfassung: Transparenz, Farbe und Areal der Binnengewässer. 1936 0,50
- 398 THORSUND, P., Siljansområdets brännkalkstenar och kalkindustri. Med 3 tavlor. 1936 3,0
- 399 ASSARSSON, G., Die Entstehungsbedingungen der hydratischen Verbindungen im System $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ (flüssig) und die Hydratisierung der Anhydrokalziumaluminate. 1936 4,0
- 400 ASKLUND, B., Die Fauna in einem Geschiebe aus der Trinucleusstufe in Jämtland. Mit 2 Tafeln. 1936 1,0
- 401 MAGNUSSON, N. H., Berggrunden inom Kantorps malmtrakt. Med en tavl. Summary: The veined Gneisses of the Kantorp Ore district. 1936 2,5
- 402 ASKLUND, B., Frösöns submoräna avlagringar. Prel. meddelande. Resume: Die submoränen Ablagerungen der Insel Frösön in Jämtland. 1936 0,5
- 403 EKSTRÖM, G., Upper Didymograptus shale in Scania. With 11 plates. 1937 2,5
- 404 GAVELIN, SVEN, Auftreten und Paragenese der Antimonminerale in zwei Sulfidvorkommen im Skelleftefælde, Nordschweden. 1936 0,5

Årsbok 31 (1937):

- N:o 405 LUNDQVIST, G., Sjösediment från mellersta Norrland. Indalsälvens, Ångermanälvens och Umeälvens vattenområden. Resume: Binnenseesedimente aus dem mittleren Norrland. Die Fluss-systeme des Indalsälven, Ångermanälven und Umeälven. 1936 2,5
- 406 LINNELL, T., Om tertiära vedrester av Sequoia-typ i nordöstra Skånes kvartärformation. Med 2 tavlor. Zusammenfassung: Tertiäre Holzreste von Sequoia-Typus als Geschiebe in Schonen gefunden. 1936 1,0
- 407 SAHLSTRÖM, K. E., Jordskalv i Sverige 1931—1935. Med en karta. Resume: Erdbeben in Schweden 1931—35. 1936 1,0
- 408 LUNDQVIST, G., Sjösediment från Rogenområdet i Härjedalen. Zusammenfassung: Binnenseesedimente aus dem Rogengebiet in Härjedalen. 1937 2,0
- 409 THORSUND, PER, Kvartsiter, sandstenar och tektonik inom Sunneområdet i Jämtland. 1937 0,5
- 410 THUNMARK, SVEN, Über die regionale Limnologie von Südschweden. Mit 1 Tafel. 1937 3,0

Årsbok 32 (1938).

- 411 LARSSON, W., Die Svinesund-Kosterfjord-Überschiebung. Ein Beitrag zur postgranitischen tektonischen Geschichte des nördlichsten Bohuslän. 1938 1,0
- 412 ARRHENIUS, O., Upplysningar till en karta över den gotländska åkerjordens fosfathalt. Med en karta. Summary: The Phosphate content of the soils of the Isle of Gotland. 1938 2,0

Ser. Ca.

- N:o 24 GEIJER, PER, Norbergs berggrund och malmfyndigheter. Med 6 tavlor. Summary: Geology and ore deposits of Norberg. 1936 8,0
- 25 MOLIN, K., A general earth magnetic investigation of Sweden carried out during the period 1928—1934 by the Geological survey of Sweden. Part 1. Declination. With 4 plates. 1936 10,0

Dr NAIMA SAHLBOM

Speciallaboratorium

för

al-, Bergarts- och Vatten-
analyser.

aktivitetsmätningar m. m.

Telefon 10 33 72

ergsgatan 13

Stockholm

GEOLOGIENS GRUNDER

av *professor Wilhelm Ramsay*,

3:e upplagan, omarbetad av *P. Eskola*,
Bror Asklund, *G. Troedsson*, *M. Sau-*
ramo m. fl. 2 delar. Med 529 illustra-
tioner. 1931. 890 sid. Två präktiga
volymen i stort oktavformat. Till salu i
varje bokhandel. Häftad kr. 24:—, i två
klotband kr. 30:—, i två halvfranska
band kr. 36:—

Vetenskapliga och Litterära Verk A.-B.
Stockholm

med riktas en allvarlig uppmaning till författarna i Geol. För-
ens Förhandlingar att avlämna tydliga, slutgiltiga och väl
sedda samt helst maskinskrivna manuskript.

skilt bör uppmärksamheten ägnas åt strängt genomförd konse-
s beträffande skrivningen av namn, latiniserade ordformer
tekniska uttryck, samt åt stilformernas riktiga betecknande
v, spärrad, KAPITÄLER). Kursivstil användes blott för latinska
(ej för att understryka vikten av visst textinnehåll). Spärrad
användes för att framhäva vissa ord eller meningar i texten.
äler användas för alla personnamn. I manuskriptet utmärkes:
rrning med ~~~~~

ITÄLER » =====

siv » =====

sekvens i förkortningar är i hög grad önskvärd. Följande de-
kunna uppmärksammas:

dm m (antikva utan punkt).

doktor), prof. (professor), hr (herr).

l angives blott första gången författare citeras, men upprepas
digtvis.

rekturläsning åligger förf.

Red.

Diamond Core Drilling Cement Grouting

*Contractors
and
Manufacturers of machinery*

Svenska Diamantbergborrnings

Aktiebolaget

Kungsgatan 44

Stockholm C.

GEOLOGICAL and GEOPHYSICAL PROSPECTING FOR ORE AND OIL

by means of
Electrical, Magnetic, Gravimetric,
Seismic Methods

AKTIEBOLAGET ELEKTRISK MALMLETNING
(The Electrical Prospecting Company)

Kungsgatan 44, Stockholm, Sweden.

Write for Publications.

Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar utkommer med 4 häften årligen. Prenumeration mottages genom Nordiska bokhandeln, Stockholm. Genom samma bokhandel kan även i mån av tillgång erhållas:

	Generalregister till	Generalregister till
Bd 1—31 à 20 kr.	Bd 1—5 à 3 kr.	Bd 22—31 à 6 kr.
„ 32 „ 60 „	„ 6—10 „ 4 „	„ 32—41 „ 6 „
„ 33—59 „ 20 „	„ 11—21 „ 6 „	„ 42—50 „ 6 „

Lösa häften av alla banden till pris beroende på häftenas omfång.

Medlemmar av Föreningen erhålla genom skattmästaren de äldre banden av Förhandlingarna och Generalregistret till hälften av det ovan upptagna bokhandelspriset. Å 1922 häften lämnas ej prisnedsättning. (Styrelsens beslut d. 27/10 1922.)

Geologiska Föreningens sekreterare, Docenten G. Troedsson, träffas i Föreningens angelägenheter å Riksmuseets Paleozoologiska Avdelning, månd. och lörd. kl. 13—15. Tel. 33 63 40, samt i bostaden Bragev. 29, Djursholm, Tel. Djursholm 10 10. Efter överenskommelse per telefon kan sekreteraren även träffas å Stockholms Högskolas Geologiska Institut.

Föreningens ordinarie möten äga rum första helgfria torsdag i månaderna februari, mars, april, maj, oktober, november och december. Dagen för januarimötet bestämmes av decembersammankomsten. Anslag om föredragningslistan finnas minst 3 dagar före sammanträdet uppsatta på anslagstavlorna å följande offentliga institutioner: Stockholms Högskola, Tekniska Högskolan, Bergshögskolan, Jernkontoret, Sv. Geol. Undersökning, Statens Meteorologiska Hydrografiska Anstalt, Statens Skogsförsöksanstalt, Statens Järnvägars Geotekniska avd., Upsala Univ:s Geolog., Geogr., Paleont. och Växtbiol. inst. samt Lunds Univ:s Geol. inst.

Personlig kallelse till sammanträdena utfärdas på därom gjord framställning till sekreteraren.

Häftena utdelas sammanträdesdagarna i januari, mars, maj och november.

Uppsatser, avsedda att införas i Förhandlingarna, insändas till Föreningens sekreterare Riksmuseum, Stockholm 50. Åtföljande tavlor och figurer böra vara fullt färdiga till reproduktion, då de jämte uppsatsen sändas.

I Förhandlingarna må uppsatser — förutom på skandinaviskt språk — införas på engelska, franska eller tyska; dock vare författare skyldig att i de fall då Styrelsen anser sådant önskvärt bifoga en resumé på skandinaviskt språk.

Därest korrektionskostnaderna för införd uppsats uppgå till mera än 16 kronor tryckark, vare författare skyldig att erlagga det överskjutande beloppet, såvida det uppgår till minst 10 kr. pr uppsats.

Författare erhåller gratis 75 separat av införda uppsatser.

Referat honoreras sålunda (Fören. beslut 7/11 1911):

1:sta sidan eller del därav	efter 20 öre pr tryckrad.
2:dra „ „ „ „	15 „ „ „
3:dje „ „ „ „	10 „ „ „

Följande sidor honoreras icke.

Anmälan om **föredrag** göres i god tid hos sekreteraren.

Ledamöternas årsavgifter, vilka enligt § 7 av Föreningens stadgar skola vara inbetalade senast den 1 mars, insändas till Föreningens skattmästare, Dr K. E. SAHLSTRÖM, Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm 50, till vilken Föreningens ledamöter även torde insända uppgifter om ändringar av adresser och titlar. Årsavgifter, som ej äro inbetalade den 1 mars, är skattmästaren skyldig att ofördröjligen inkräva.

Årsavgiften utgör kr. 15:—, avgift såsom ständig ledamot kr. 200:—. Ledamot som under en följd av minst 20 år erlagt årlig ledamotsavgift, kan bli va ständig ledamot en avgift av kr. 100:—.